

Mehrdimensionale statistische Analyse räumlich und zeitlich hoch aufgelöster Oberflächen von Dünenfeldern

Von der
Fakultät Architektur, Bauingenieurwesen und Umweltwissenschaften
der Technischen Universität Carolo-Wilhelmina
zu Braunschweig

zur Erlangung des Grades eines
Doktoringenieurs (Dr.-Ing.)
genehmigte

Dissertation

von
Martin Henning
geboren am 31. August 1971
aus Braunschweig

Eingereicht am: 17.10.2012

Disputation am: 25.01.2013

Berichterstatter: Prof. Dr.-Ing. A. Dittrich
Prof. Dr.-Ing. J. Stamm
Prof. Dr.-Ing. J. Aberle
Prof. Dr.-Ing. C. Heinzelmann

Kurzfassung

Sanddünen haben einen entscheidenden Einfluss auf den Geschiebetransport und die Rauheit alluvialer Flachlandflüsse. Maßgeblich für ihr Prozessverständnis ist die eindeutige Beschreibung der geometrischen und dynamischen Eigenschaften von Dünensohlen. Die Charakterisierung von Dünen erfolgt zumeist anhand von Sohlenlängsschnitten auf der Grundlage der Modellvorstellung zweidimensionaler, formkonstant wandernder Dünen. Einige Eigenschaften natürlich auftretender, dreidimensionaler Dünenfelder weisen eine Breitenabhängigkeit auf und können somit durch diesen Ansatz nicht beschrieben werden. Zudem wandern dreidimensionale Dünenfelder nicht formkonstant, sondern unterliegen einer ausgeprägten Deformation. In den letzten Jahren hat die Qualität von Labor- und Naturdaten immer weiter zugenommen, so dass großflächige Aufnahmen dreidimensionaler Dünensohlen in guter Auflösung vorliegen. Dadurch entsteht der Bedarf nach Analysemethoden, die der Qualität der Daten gerecht werden. Eine Möglichkeit die Eigenschaften von Dünensohlen zu bestimmen, besteht in deren Betrachtung als Zufallsverteilung von Sohlhebungen mittels statistischer Analyse. Dabei wird von dem klassischen Konzept der Beschreibung individueller Dünen abgewichen. Diese Methode wurde bereits in den 60er Jahren des vergangenen Jahrhunderts für Sohlenlängsschnitte angewendet, findet in der wasserbaulichen Praxis jedoch trotz ihrer praktischen Relevanz bisher wenig Verbreitung.

Ziel der Arbeit ist es, den Nutzen der statistischen Analyse für die Beschreibung von Dünensohlen aufzuzeigen und anhand einer geeigneten Methodik deren praktische Bedeutung für das Verständnis des dreidimensionalen Dünenverkehrs nachzuweisen. Dazu wurden Rinnenversuche konzipiert und durchgeführt, in denen sich dreidimensionale Sanddünenfelder unter klar definierten Randbedingungen bis zu einem dynamischen Gleichgewicht ausbilden konnten. Nach den Versuchen wurden die Dünenfelder großflächig vermessen. Zudem wurden während der Versuche hoch aufgelöste Zeitreihen der Bewegung von Dünenfeldern mittels eines neuartigen photogrammetrischen Verfahrens aufgenommen. Die erhobenen Daten sind bisher einmalig und erlauben eine Analyse der Dünenentwicklung und -deformation. Anhand der entwickelten Methodik wird gezeigt, dass statistische Verfahren, wie die Analyse von Verteilungsfunktionen der Sohlenden, Autokorrelationsverfahren und die Spektralanalyse, einen wichtigen Beitrag zum Verständnis und zur Beschreibung des Dünenverkehrs leisten können. Wie anhand des Vergleichs mit Ergebnissen aus konventionellen geometrischen Methoden zur Dünenanalyse gezeigt wird, ist die statistische Analyse in ihren Möglichkeiten, aber auch durch ihre einfache und vom Bearbeiter unabhängige Anwendung anderen Methoden überlegen. Anhand des Einsatzes der statistischen Analyse für tatsächliche flussbauliche Fragestellungen wird zudem deren praktische Relevanz gezeigt. Dabei werden Daten aus Maßstabsmodellen und Naturdaten untersucht. Die Ergebnisse zeigen, dass großskalige Analysen robuste Ansätze liefern. So wird anhand der verschiedenen Datensätze ein einfacher Ansatz zur Bestimmung des Geschiebetransports durch Dünen hergeleitet. Mithilfe räumlich und zeitlich auflösender Ansätze werden die Heterogenität und die Dynamik bzw. die Deformation von Dünenfeldern beschrieben. Zudem wird die Gleichwertigkeit der Ergebnisse von Analysen über den Raum und die Zeit betrachtet.

Abstract

Dunes play an important role for bed load transport and roughness of alluvial low-land rivers. The unambiguous description of geometrical and dynamic dune field features is essential for understanding their processes. Commonly, dunes are characterized by means of longitudinal bed profiles on the basis of the model concept of two-dimensional dunes that migrate without deformation. Some features of naturally occurring three-dimensional dunes are width-dependent and can thus not be assessed by analysis of two-dimensional profiles. Furthermore, three-dimensional dunes do not migrate shape consistent but are subject to distinct deformation. The quality of laboratory and field data increased over the last years and large area surveys of dune fields are available in good resolution. This results in the need for improved methods and analyses that meet the quality of the data. One way to assess dune field characteristics is the treatment of dune fields as random distributions of bed elevations by means of statistical analysis. This requires a departure from the classical concept of assessing features of individual dunes. The method was applied to two-dimensional bed profiles as early as the 1960 but has, despite its practical relevance, not gained a lot consideration ever since.

The present work aims at showing the benefits of statistical analysis for a practical description of dune surfaces and at developing a suitable methodology to contribute to the understanding of three-dimensional transport processes over dunes. For this, flume experiments were designed and conducted in which dynamic equilibrium three-dimensional dune fields were formed under clearly defined boundary conditions. Large-area dune fields were measured with high resolution after the experiments. Furthermore, high resolution time series of moving dune fields were recorded during the experiments with a novel photogrammetric measuring system. The unique data set allows for the analysis of dune field dynamics and deformation. It is shown, by means of the developed methodology, that statistical methods, such as analysis of probability distribution functions, autocorrelation functions and power spectra can make an important contribution to the understanding of three-dimensional dune transport processes. As is shown by comparison with results of conventional geometric approaches to parameterize dunes, statistical analysis is superior to other methods because of its straightforward and unambiguous applicability. The practical use of statistical analysis is shown with respect to actual river engineering problems. For this, dune field data from scale model experiments and field data are investigated. The results show that large scale analyses yield solid approaches. For example, a straightforward approach for bed load estimation is derived from the various data sets. By application of temporally and spatially resolving approaches the heterogeneity, dynamics and deformation of dune fields are described. Furthermore, the equivalence of the results of temporal and spatial analysis of dune fields is considered.

Danksagung

Meinem Doktorvater, Herrn Professor Dr.-Ing. Andreas Dittrich, möchte ich für die Betreuung meines Promotionsverfahrens und seine Unterstützung während meiner Zeit am Leichtweiß-Institut für Wasserbau danken. Mein besonderer Dank gilt Herrn Professor Dr.-Ing. Jochen Aberle, der mir in den vergangenen Jahren mit seinem Wissen und Rat und Tat zur Seite stand. Danke, Joel!

Herrn Professor Dr.-Ing. Jürgen Stamm und Herrn Professor Dr.-Ing. Christoph Heinzelmann danke ich für die Förderung meiner Arbeit an der Bundesanstalt für Wasserbau und die Begleitung meines Promotionsverfahrens als Berichterstatter. Herrn Professor Dr.-Ing. Bernd Ettmer möchte ich für die initiale Idee, die sehr zur Entstehung dieser Arbeit beigetragen hat, danken. Herrn Professor Dr.-Ing. Michael P. Wistuba danke ich für die Übernahme des Vorsitzes der Prüfungskommission.

Mein weiterer Dank gilt meinen Weggefährten von der Bundesanstalt für Wasserbau und besonders dem Referat W2 in der Abteilung Wasserbau im Binnenbereich. Wir haben im Laufe der Jahre gemeinsam viel erlebt und ich danke Euch für die persönliche und freundschaftliche Zusammenarbeit! Mein besonderer Dank gilt meinem Freund und Mentor Bernd Hentschel, der mich mit Kompetenz und Enthusiasmus für den Wasserbau begeistert hat. Weiterhin danke ich den Kollegen „meines“ Hallenteams, allen voran Herrn Thorsten Hüsener, Frau Marion Augustin und Herrn Manfred Nicola und meinen Diplomandinnen Frau Katharina Richter und Frau Bernadette Haber. Schließlich möchte ich Frau Marguerite Schnelle und ihrem Team von der Bibliothek der Bundesanstalt für die tolle Zusammenarbeit danken. Auch meinen Kollegen am Leichtweiß-Institut danke ich für die gute und herzliche Zusammenarbeit.

Meiner Frau und meinen Töchtern möchte ich sagen: Ich danke Euch für Euer Verständnis und Eure Geduld und ich freue mich auf die freien Abende mit Euch!

Der letzte Dank gilt meinen Eltern für Ihre Unterstützung. Euch widme ich diese Arbeit!

Karlsruhe im Juni 2013

INHALTSVERZEICHNIS

Verwendete Formelzeichen und Abkürzungen	IX
Verwendete Daten	XIII
1 Einleitung.....	1
2 Stand des Wissens.....	4
2.1 Grundlagen	4
2.2 Dünenform und -dynamik	7
2.3 Geometrische Analyse von Dünen	13
2.4 Statistische Analyse von Dünenfeldern.....	16
2.4.1 Momente der Verteilungsfunktion	16
2.4.2 Korrelationsanalyse	20
2.4.3 Leistungsdichtespektren	23
2.5 Ansätze zur Berechnung des Geschiebetransports durch Dünen	26
2.6 Zusammenfassung des Wissensstandes	29
2.7 Ziel der Arbeit	31
3 Versuche.....	33
3.1 Versuchsaufbau	33
3.2 Photogrammetrisches Messsystem.....	41
4 Sohl Daten.....	45
4.1 Stationaritätsbedingung.....	45
4.2 Flächendaten.....	46
4.3 Zeitreihen	56
4.4 Verteilungsfunktionen der Sohlhöhen.....	65
4.5 Diskussion	66
5 Dünengeometrie	69
5.1 Geometrische Methoden	69
5.2 Statistische Methoden	70
5.2.1 Standardabweichung der Sohlhöhen	70
5.2.2 Leistungsdichtespektren	71
5.2.3 Korrelationsanalyse	76
5.3 Diskussion	83
6 Dünendynamik	93
6.1 Kreuzkorrelationsanalyse	93
6.1.1 Räumlicher Ansatz	93
6.1.2 Längsprofilansatz	98
6.1.3 Unterbereichsansatz	100
6.1.4 Höhenlinienansatz	103
6.2 Leistungsdichtespektren	104
6.3 Diskussion	106

7	Dünenversuche unter komplexen Randbedingungen	112
7.1	Einleitung	112
7.2	Maßstabsmodell der Oder bei Hohenwutzen	112
7.2.1	Modell	112
7.2.2	Zeitreihen	115
7.3	Flächenpeilungen von Elbe und Oder	121
7.4	Geschiebefängermessungen	124
8	Anwendungsbeispiele für die statistische Analyse	127
8.1	Bestimmung des Geschiebetransports aus der Dünenwanderung.....	127
8.1.1	Oberflächenansatz	127
8.1.2	Herleitung eines Geschiebetransportansatzes	134
8.1.3	Höhenlinienansatz	136
8.1.4	Diskussion	138
8.2	Analyse des Dünentransports in einer Flusskrümmung	141
8.3	Dünentransport über teilbefestigten Sohlen	145
8.4	Einfluss von Buhnen auf die Spektren von Dünensohlen	153
9	Zusammenfassung.....	158
10	Ausblick	163
	Literatur	165
	Anhang.....	181
	Bildverzeichnis.....	CXCIII
	Tabellenverzeichnis	CXCIX

Verwendete Formelzeichen und Abkürzungen

Lateinische Formelzeichen

Symbol	Dimension	Bezeichnung
A	L^2	Abflussquerschnitt
A_x	1	Proportionalitätsfaktor in den Skalierungsregionen der Spektralanalyse
B	L	Fluss-/ Rinnenbreite
B_G	L	Geschiebeführende Breite
D_*	L	Sedimentologischer Korndurchmesser
$D_{G2}(l_x, l_y)$	L^2	Strukturfunktion 2. Ordnung
d	L	Korndurchmesser oder bei Sedimentmischungen repräsentativer Korndurchmesser
d_{50}	L	Korndurchmesser der Sedimentmischung bei 50% Siebdurchgang
d_m	L	Arithmetischer mittlerer Korndurchmesser
Fr	1	Froudezahl
Fr_*	1	Feststoff-Froudezahl
G_A	MT^{-1}	Geschiebetransportrate unter Auftrieb
G_s	MT^{-1}	Geschiebetransportrate
$G(K_x, K_y)$	L^3	Einseitiges Wellenzahlspektrum
$G(\omega)$	L^2T	Einseitiges Frequenzspektrum
g	LT^{-2}	Erdbeschleunigung
g_s	$ML^{-1}T^{-1}$	Geschiebetransportrate pro Breitereinheit
h	L	(mittlere) Wassertiefe
I	1	Wasserspiegelgefälle
K	1	Kurtosis
K_x, K_y	L^{-1}	Wellenzahlen in Längs- und Querrichtung
L	L	Dünenlänge
l_x, l_y	L	Räumliche Vorschubmaße in der Korrelationsanalyse
M	M	Masse
p	1	Porosität
Q	L^3T^{-1}	Durchfluss

Symbol	Dimension	Bezeichnung
q	$L^2 T^{-1}$	Durchfluss pro Breitereinheit
q_s	$L^2 T^{-1}$	Volumetrische Geschiebetransportrate pro Breitereinheit
r_{hy}	L	Hydraulischer Radius
$R(l_x, l_y, \tau)$	1	Volldimensionale normierte Autokorrelationsfunktion
$R(\xi, \nu, \tau)$	1	Korrelationskoeffizient für Vorschubmaße $l_x = \xi$ und bzw. $l_y = \nu$
Re	1	Reynoldszahl
Re^*	1	Feststoff-Reynoldszahl
S	1	Sohlgefälle
SK	1	Schiefe
T	L	Periodenlänge
t	T	Zeit
u	LT^{-1}	(mittlere) Hauptströmungsgeschwindigkeit
u_d	LT^{-1}	Dünenwandergeschwindigkeit
u_s	LT^{-1}	Geschwindigkeit der transportwirksamen Schicht
u^*	LT^{-1}	Schubspannungsgeschwindigkeit
v	LT^{-1}	Querströmungsgeschwindigkeit
v_d	LT^{-1}	Transversale Dünenwandergeschwindigkeit
W	L	Wasserstand am Pegel [in cm]
Z	1	Rouse-Zahl
$Z(x, y, t)$	L	Räumlich und zeitlich vollständiger Prozess der Sohlhöhen
$z(x, y, t)$	L	Sohlhöhe am Punkt (x, y) zum Zeitpunkt t
z_0	L	Höhe des Nulltransports bei Dünen

Griechische Formelzeichen

Symbol	Dimension	Bezeichnung
α	1	Proportionalitätsfaktor
β	1	Sohlformkoeffizient
γ	$\text{ML}^{-1}\text{T}^{-2}$	Fluidwichte
γ_s	$\text{ML}^{-1}\text{T}^{-2}$	Sedimentwichte
γ'	1	Spezifische Wichte
$\gamma(l_x, l_y)$	1	Semivariogramm von $z(x)$, $z(y)$
δ	L	Dünenhöhe
δ_s	L	Dicke der transportwirksamen Schicht
ε	1	Relative Fließtiefe
Δ	1	Transportkörpersteilheit
$\Delta x, \Delta y, \Delta t$	L	Räumliche bzw. zeitliche Diskretisierung der Messdaten
λ	L	Wellenlänge
$\mu(x, y, t)$	L	Mittelwert der Sohlhöhen über x, y, t
ν	L^2T^{-1}	Kinematische Viskosität
ρ	ML^{-3}	Fluiddichte
ρ_s	ML^{-3}	Sedimentdichte
ρ'	1	spezifische Dichte
ν	L	Vorschubmaß in x - Richtung, für welches der Kreuzkorrelationskoeffizient ein Maximum erreicht
$\sigma(x, y, t)$	L	Standardabweichung der Sohlhöhen über x, y, t
τ	T	Zeitliches Vorschubmaß in der Korrelationsanalyse
τ_0	$\text{ML}^{-1}\text{T}^{-2}$	Sohlschubspannung
τ_c	$\text{ML}^{-1}\text{T}^{-2}$	Kritische Schubspannung
ξ	L	Vorschubmaß in y - Richtung, für welches der Kreuzkorrelationskoeffizient ein Maximum erreicht
ω	T^{-1}	Kreisfrequenz
ω_s	LT^{-1}	Sinkgeschwindigkeit des Korns

Abkürzungen

BAW	Bundesanstalt für Wasserbau
BfG	Bundesanstalt für Gewässerkunde
DGM	Digitales Geländemodell
DGPS	Differential Global Positioning System
FFT	Schnelle Fouriertransformation (Fast Fourier Transform)
GPS	Global Positioning System
GTM	Geschiebetransportmodell
KKA	Kreuzkorrelationsanalyse
LDA	Laser Doppler Anemometrie
PDF	Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (Probability Density Function)
PIV	Particle Image Velocimetry
PSD	Leistungsspektrumsdichte (Power Spectral Density), hier für einseitige Leistungsspektren gebraucht
WSA/ WSÄ	Wasser und Schifffahrtsamt/ -ämter

Verwendete Daten

Die vorliegende Arbeit wurde durch die Bundesanstalt für Wasserbau (BAW), Karlsruhe gefördert. Die im Rahmen der vorgestellten Arbeit verwendeten Daten wurden durch den Autor an der BAW erhoben.

Die in den Kapiteln 3 bis 6 beschriebenen bzw. genutzten Experimente wurden für den Zweck der vorliegenden Arbeit durchgeführt. Die in Kapitel 7 vorgestellten und in Kapitel 8 analysierten Experimente wurden im Auftrag der BAW konzipiert und durchgeführt. Die Versuche am Geschiebetransportmodell der Oder wurden durch die BAW konzipiert und vom Autor durchgeführt. Verwendete Sohl- und Pegeldaten von Elbe und Oder wurden durch die Wasser und Schifffahrtsämter Dresden und Eberswalde erhoben und durch die BAW zur Verfügung gestellt. Die genutzten Geschiebetransportmessungen von Elbe und Oder wurden von der Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) durchgeführt und durch die BAW zur Verfügung gestellt.

1 Einleitung

In Kulturlandschaften werden Flachlandflüsse zum Schutz von Leben, Eigentum und Kulturgütern und zur Erleichterung des Schiffsverkehrs wasserbaulich unterhalten. Da nicht nur das Wasser gefahrlos abtransportiert werden muss, sondern auch das mitgeführte Geschiebe, kommt der Bestimmung und der Beschreibung des Geschiebetransports eine große Bedeutung zu. Wenn die Flusssohle langfristig im Ungleichgewicht ist, d. h. wenn Erosion oder Akkumulation der Gewässersohle auftreten, kann dies gravierende Auswirkungen, z. B. durch Vergrößerung der Hochwassergefahr, den Anstieg oder Absink des Grundwasserpegels, die Einschränkung der Standfestigkeit der Ufer und die Beeinträchtigung der Durchgängigkeit für die Schifffahrt haben.

Sanddünen haben einen entscheidenden Einfluss auf den Geschiebetransport und die Rauheit alluvialer Flachlandflüsse. Zudem haben Dünen eine große Bedeutung für die Schiffbarkeit von Flüssen und für die Funktion von Ingenieurbauwerken im Fluss (z. B. Bechteler et al. 1996). Maßgeblich für das Verständnis dieser Prozesse ist die eindeutige Beschreibung der geometrischen und dynamischen Eigenschaften von Dünensohlen (ASCE 2002, Best 2005). Um den Dünentransport physikalisch korrekt zu beschreiben, ist eine Auflösung eines Dünenfeldes bis in die Skala des Einzelkorns notwendig, die bisher nicht möglich ist (Coleman & Nikora 2009). Daher werden Dünen zumeist als Einheit betrachtet, wobei die Eigenschaften der Einzelkornbewegungen implizit in den Düneneigenschaften beinhaltet sind. In der Praxis werden Dünen allgemein über ihre Höhe, Länge und Wandergeschwindigkeit, bestimmt aus Dünenlängsschnitten, charakterisiert (z. B. Gaeuman & Jacobson 2007).

Die Charakterisierung der Dünen durch Längsschnitte geht auf die Analyse von Rinnenversuchen zurück, die mehrere Jahrzehnte alt sind und zu deren Zeit, aus mess- und rechen-technischer Sicht, Sohlenlängsschnitte die einzig verfügbaren Daten waren. Eine eindeutige Bestimmung der Düneneigenschaften aus lediglich einem Längsschnitt ist jedoch nur für zweidimensionale Dünen mit geradem Frontverlauf möglich, welche natürlicherweise nicht auftreten (z. B. Venditti et al. 2005a). Viele Eigenschaften dreidimensionaler Dünen können auf diese Weise nicht beschrieben werden. Da in Längsprofilen von 3D - Dünen eine Vielzahl verschiedener Dünengrößen auftreten können (z. B. Coleman et al. 2011), müssen zudem vom Bearbeiter abhängige Ausschlusskriterien bezüglich der Dünengrößen definiert werden, welche eine eindeutige Bestimmung der Düneneigenschaften erschweren (z. B. Mehrdad 1989). Darüber hinaus wird bei der Auswertung von Längsschnitten bezüglich des Wanderhaltens von Dünen von einer formkonstanten Wanderung ausgegangen (z. B. Engel & Lau 1980, Van Den Berg 1987). Dreidimensionale Dünen unterliegen jedoch einer ausgeprägten Deformation (z. B. Jain & Kennedy 1974, McElroy & Mohrig 2009).

Da in den letzten Jahren die Qualität von Labor- und Naturdaten immer weiter verbessert wurde und oft großflächige Aufnahmen der Gewässersohle in guter Auflösung vorliegen, besteht der Bedarf nach Analysemethoden, die der Qualität der Daten gerecht werden (z. B. Coleman et al. 2011).

Eine Möglichkeit Sohldaten auszuwerten, besteht in der Analyse der Sohldaten als Zufallsverteilung von Sohlerhebungen mittels statistischer Analyse (z. B. Nordin 1971). Dabei wird von dem klassischen Konzept der Betrachtung individueller Dünen abgewichen. Diese Methode wird seit den 60er Jahren des vergangenen Jahrhunderts für Sohlenlängsschnitte (z.

B. Nordin & Algert 1966) und vereinzelt auch auf Zeitreihen von Punktmessungen (z. B. Nikora et al. 1997) oder Flächendaten (z. B. Aberle et al. 2010a) angewendet, findet in der wasserbaulichen Praxis jedoch trotz ihrer praktischen Relevanz derzeit wenig Anwendung.

Ein Vorteil der statistischen Analyse besteht darin, dass sie vom Bearbeiter unabhängig unter klaren mathematischen Randbedingungen anwendbar ist. So können z. B. Momente der Verteilungsfunktion der Sohlhöhen für die Beurteilung der Gewässersohle genutzt und verschiedene Sohlformen gegeneinander abgegrenzt werden (z. B. Coleman et al. 2011). Einen besonderen Nutzen hat dabei die Standardabweichung der Sohlhöhen, die ein Ersatzmaß für die mittlere Dünenhöhe darstellt (z. B. Willis & Kennedy 1977). Mit der Analyse von Leistungsdichtespektren und Autokorrelationsverfahren stehen weitere Verfahren zur Verfügung, um die Eigenschaften der Sohle zu betrachten (z. B. Nikora et al. 1997).

Die Anwendung der statistischen Analyse ist bisher auf die Bestimmung der Dünendynamik anhand von zeitlich aufgelösten Punktmessungen der Dünensohle oder die Bestimmung der statischen Eigenschaften von Dünenfeldern aus Flächendaten von Dünensohlen beschränkt. Für das Verständnis der Dynamik von Dünenfeldern und des Verfahrens selbst ist deren Anwendung auf Zeitreihen räumlich aufgelöster Dünenfelder wichtig. Nur so sind Erkenntnisse über die räumliche Deformation dreidimensionaler Dünen möglich (z. B. Best 2005). Zudem können aus der gleichzeitigen Betrachtung der dynamischen und statischen Eigenschaften eines Dünenfeldes aus räumlichen Zeitreihen und einem größeren, übergeordneten räumlichen Ausschnitt wichtige Erkenntnisse über die Gleichwertigkeit der Betrachtung von Dünen über den Raum und/ oder die Zeit gewonnen werden. Da Dünen in ihrem Umfeld maßgeblich den Geschiebetransport bestimmen, kann dieser direkt mit den dreidimensionalen Eigenschaften des Dünentransports verknüpft werden.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, den Nutzen der statistischen Analyse für die Beschreibung von Dünensohlen zu untersuchen und anhand einer geeigneten Methodik deren praktische Bedeutung für das Verständnis dreidimensionaler Transportvorgänge durch Dünen nachzuweisen. Dazu wurden Rinnenversuche durchgeführt, in denen sich dreidimensionale Sanddünenfelder unter klar definierten Randbedingungen bis zu einem dynamischen Gleichgewicht ausbilden konnten. Nach den Versuchen wurden die Dünenfelder großflächig vermessen. Zudem wurden während der Versuche hoch aufgelöste Zeitreihen der Bewegung von Dünenfeldern mittels eines neuartigen photogrammetrischen Verfahrens aufgenommen. Die Geschiebetransportmenge wurde während der Versuche kontinuierlich ermittelt. Weiterhin werden Zeitreihen von Dünensohlen natürlicher Flüsse und Sohlraten aus Laborversuchen zu praktischen wasserbaulichen Fragestellungen zur Überprüfung der entwickelten Methodik herangezogen, die an der BAW bzw. durch die zuständigen Wasser und Schifffahrtsämter erhoben wurden.

Nach der Zusammenfassung des Wissenstandes zur Analyse der Form und Dynamik von Dünen in Flachlandflüssen und des damit verbundenen Geschiebetransports in Kapitel 2 sind in Kapitel 3 der Versuchsaufbau und die Messtechnik beschrieben. Die Vorstellung der aufgenommenen Datensätze ist unter Berücksichtigung der Besonderheiten der Rinnenversuche Gegenstand von Kapitel 4, wo auch die Äquivalenz der Ergebnisse aus Zeitreihen und Flächendaten diskutiert wird. In Kapitel 5 werden die räumlichen Eigenschaften der Flächendaten des Versuchs analysiert und erstmals den Ergebnissen verschiedener konventioneller

Ansätze gegenübergestellt. Die statistische Beschreibung der dynamischen Düneneigenschaften anhand der Zeitreihen des Dünenfeldes ist Inhalt von Kapitel 6. Neben der Ermittlung der Wandergeschwindigkeit des Dünenfeldes steht in diesem Kapitel die Entwicklung einer Methodik zur Analyse der Deformation des Dünenfeldes in allen Raumrichtungen im Vordergrund. Schließlich werden in Kapitel 7 Daten aus Labor- und Naturversuchen vorgestellt, anhand derer in Kapitel 8 der praktische Nutzen der statistischen Analyse für konkrete wasserbauliche Fragestellungen aufgezeigt wird. Der Schwerpunkt in Kapitel 8 liegt auf der Herleitung eines Ansatzes zur Bestimmung des Geschiebetransports aus den in Kapitel 5 und 6 bestimmten statischen und dynamischen Dünenfeldparametern. Anhand weiterer Beispiele wird gezeigt, wie die vorgestellte Methodik zu einem besseren Verständnis morphologischer Phänomene bei komplexen Randbedingungen beitragen kann. Die Ergebnisse der Arbeit werden in Kapitel 9 zusammengefasst. In Kapitel 10 erfolgt ein Ausblick auf künftige Forschung.

2 Stand des Wissens

2.1 Grundlagen

Die vorliegende Arbeit konzentriert sich auf die Untersuchung des Geschiebetransports durch Dünen. In Abgrenzung zu Schwebstofftransport, bei dem die Körner nur gelegentlichen Kontakt mit der Flusssohle haben, und Spülfracht, die ohne Kontakt zur Sohle durch einen Gewässerabschnitt transportiert wird, ist Geschiebetransport als rollender oder springender Transport von Sohlkörnern an der Gewässersohle definiert (z. B. Bagnold 1966). Nach Wang & Ditttrich (1992) besteht die Möglichkeit der Unterteilung zwischen Bettmaterial und Spülfracht bzw. Schwebstoff mittels der Rouse-Zahl

$$Z = \frac{\omega_s}{\kappa \cdot u_*} \quad 2-1$$

worin ω_s die Sinkgeschwindigkeit der Partikel, κ die von Kármán Konstante und $u_* = (g \cdot h \cdot I)^{1/2}$ die Schubspannungsgeschwindigkeit bezeichnet. Weiterhin ist g die Erdbeschleunigung, h die Wassertiefe und I das Sohlgefälle. Für $Z > 5$ wird nach Wang & Ditttrich (1992) Feststoff als Geschiebe transportiert.

Verschiedene Arten des Geschiebetransports können nach der dominierenden Sohlform unterschieden werden. Diese sind abhängig von den herrschenden hydraulischen Bedingungen und der Zusammensetzung der Gewässersohle (z. B. Ditttrich 1998). Nach der verbreiteten Modellvorstellung nach Simons & Richardson (1966) können die Sohlformen in Anlehnung an die Froudezahl der Strömung

$$Fr = \frac{u}{\sqrt{g \cdot r_{hy}}} \quad 2-2$$

in ein unterkritisches (unteres) und ein überkritisches (oberes) Regime eingeordnet werden (Bild 2-1). Für $Fr < 1$ herrscht unterkritischer Abfluss und für $Fr > 1$ überkritischer Abfluss. In Gleichung 2-2 sind u die mittlere Fließgeschwindigkeit und r_{hy} der hydraulische Radius. Für Gerinnebreiten $b \gg h$ strebt r_{hy} gegen die Wassertiefe h , so dass in Gl. 2-2 der hydraulische Radius durch die Wassertiefe ersetzt werden kann.

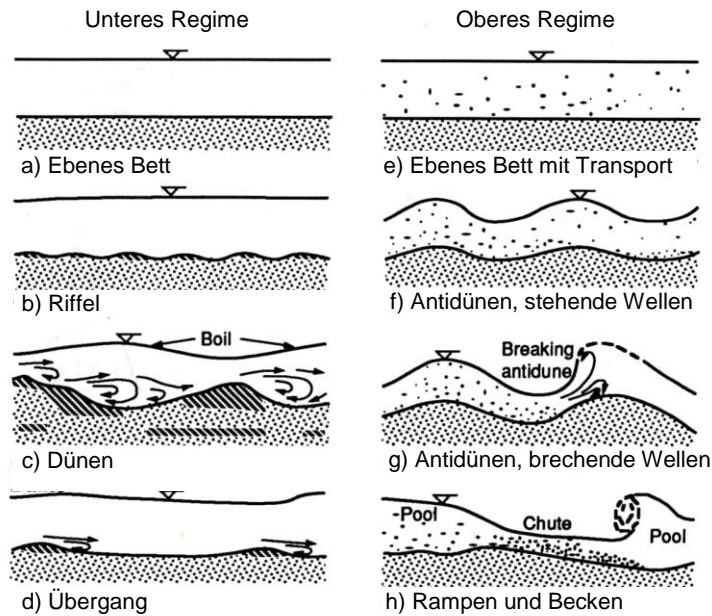


Bild 2-1: Bettformtypen nach Simons & Richardson (1966), modifiziert nach Julien (1995)

Weitere Ansätze zur Klassifizierung der Sohlformen in Abhängigkeit der herrschenden hydraulischen Bedingungen geben z. B. Hjulström (1935) oder Engelund & Hansen (1967), die die Ausbildung von Sohlformen qualitativ in Abhängigkeit der mittleren Fließgeschwindigkeit u und der Sohlschubspannung

$$\tau_0 = \rho \cdot g \cdot h \cdot I, \quad 2-3$$

wobei ρ die Dichte des Wassers und I das Sohlgefälle bezeichnet (Bild 2-2), oder Davies (1982), der eine Einteilung der Sohlformen nach Wassertiefe und Fließgeschwindigkeit vornimmt.

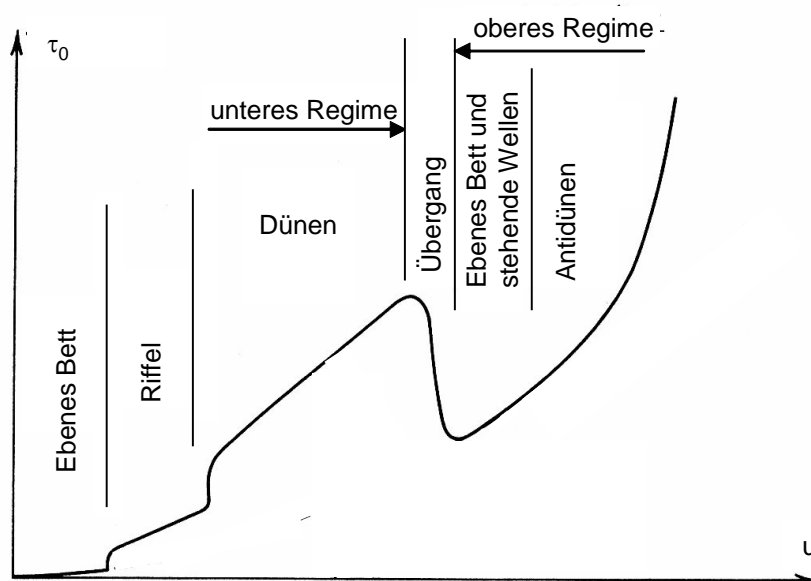


Bild 2-2: Ausbildung von Sohlformen in Abhängigkeit der Sohlschubspannung τ_0 und der Fließgeschwindigkeit u nach Engelund & Hansen (1967)

Für die vorliegende Arbeit sind nur die Dünensohlen des unterkritischen Regimes von Bedeutung, die sich bei moderatem Strömungsklima zumeist auf sandigen bis feinkiesigen Sohlen ausbilden und somit eine weit verbreitete Transportform in alluvialen Flachlandflüssen darstellen. Der Übergang zu den Sohlformen des oberen Regimes tritt ab ca. $Fr = 0,7$ auf (Karim (1995) beobachtet den Übergang schon bei $Fr = 0,55$). In Abgrenzung zu Dünensohlen treten Riffelsohlen hauptsächlich bei Flusssohlen mit sehr feinen (aber kohäsionslosen) Korngrößen und geringerem Strömungsangriff auf und ihre Größe ist weitestgehend unabhängig von der Wassertiefe. Ihre Länge und Höhe sind gegenüber der Wassertiefe klein, so dass sie keine Deformation des Wasserspiegels verursachen (Zanke 1982). Grobe Kiessohlen bilden keine Riffel aus, können aber Dünen bilden (z. B. Carling 1999), welche jedoch nicht Gegenstand dieser Arbeit sind.

Gemeinsam mit Dünensohlen können Bänke auftreten, die mit Längen von zehn Metern bis zu mehreren hundert Metern wesentlich größere Dimensionen haben als Dünen (z. B. Ashley 1990) und von diesen überlagert werden. Dünen können ihrerseits von kleineren Formen überlagert sein, deren Höhe nur wenige Korngrößen beträgt (z. B. Venditti et al 2005b).

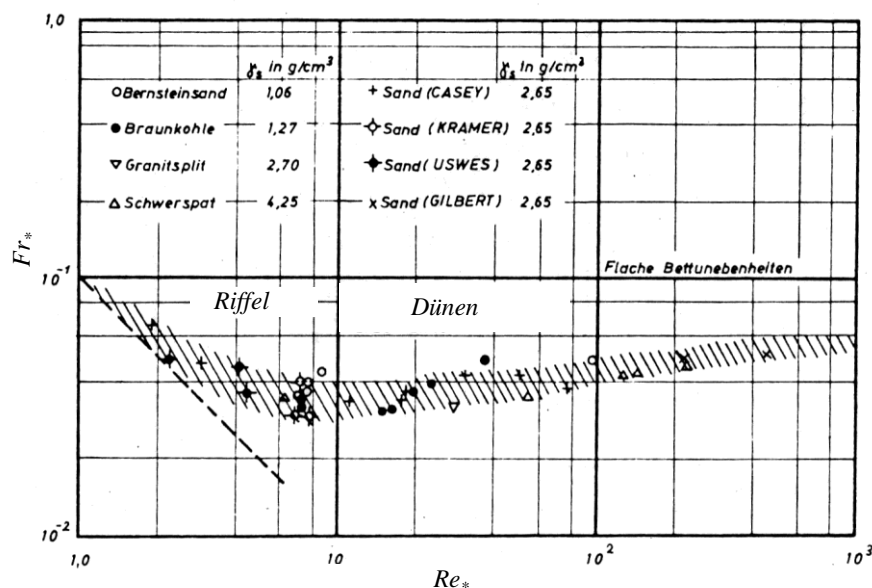


Bild 2-3: Diagramm von Shields (1936), Beschriftung wurde an die verwendete Nomenklatur angepasst

Die Klassifizierung der Sohlformen anhand hydraulischer Größen berücksichtigt nicht die Sedimenteigenschaften, welche einen großen Einfluss auf die Ausbildung der Sohlformen haben. Am Einfachsten werden die Sedimenteigenschaften durch einen repräsentativen Korndurchmesser, z. B. den arithmetischen Mittelwert einer Sohlprobe d_m oder die Korngröße bei 50 % Siebdurchgang d_{50} und die Sedimentwichte γ_s ausgedrückt. Würde ein Zusammenhang zwischen Sedimenteigenschaften und Hydraulik hergestellt, so wären für die Gegenüberstellung aller relevanten Parameter eine Vielzahl von Diagrammen zur Berücksichtigung verschiedener Konstellationen notwendig (z. B. Southard 1971). Daher empfiehlt sich für die Darstellung der Zusammenhänge verschiedener hydraulischer und sedimentologischer Ein-

flussgrößen die Verwendung dimensionsloser Kennzahlen, wie sie z. B. durch Shields (1936) für Untersuchungen zum Bewegungsbeginn aufgestellt wurden (Bild 2-3).

Der Ansatz von Shields (1936) geht aus der Dimensionsanalyse hervor, wonach die Eigenschaften Π der Sohle und des Geschiebetransports allgemein von der Strömung und dem Sediment abhängen. Die Eigenschaften der Sohle sind in einer gleichförmigen, stationären Strömung und bei Verwendung von Einkornmaterial durch den funktionalen Zusammenhang

$$\Pi = f(\rho, v, d, \rho_s, I, h, g) \quad 2-4$$

bestimmt (s. auch Yalin 1972a), worin ρ_s die Sedimentdichte und d den repräsentativen Korndurchmesser bezeichnet. Die Dimensionsanalyse liefert aus diesem Zusammenhang vier dimensionslose Kennzahlen (z. B. Yalin 1972a). Diese sind die im Shields-Diagramm (Bild 2-3) gegeneinander aufgetragene Feststoff-Reynoldszahl

$$Re_* = \frac{u_* \cdot d}{\nu} \quad 2-5$$

mit der Schubspannungsgeschwindigkeit $u_* = (g \cdot h \cdot I)^{1/2}$ und die Feststoff-Froudezahl

$$Fr_* = \frac{\gamma \cdot u_*^2}{(\gamma_s - \gamma) \cdot d \cdot g} \quad 2-6$$

Weiterhin ergeben sich die in Gleichung 2-6 enthaltene spezifische Wichte

$$\gamma' = \frac{(\gamma_s - \gamma)}{\gamma} \quad 2-7$$

mit der Sediment- bzw. Wasserwichte γ_s bzw. γ und die relative Rauheit

$$\varepsilon = \frac{h}{d} \quad 2-8$$

Nach der Modellvorstellung von Shields (1936) und Yalin (1972) treten Dünen etwa bei $10 < Re_* < 100$ auf.

Gelegentlich wird auch der von Bonnefille (1963) eingeführte sedimentologische Korndurchmesser

$$D_* = d \left(\frac{\gamma'}{\nu^2} \right)^{1/3} \quad 2-9$$

für die Zuordnung von Sohlformen genutzt (z. B. Zanke 1976, Dorer 1984). Da D_* keine Verknüpfung zur Hydraulik enthält, wird bei dessen Verwendung als Kriterium für die Unterscheidung von Sohlformen auch das Verhältnis der Fließgeschwindigkeit u zur Sinkgeschwindigkeit der Partikel ω_s (Zanke 1976) bzw. die Rouse-Zahl Z (Gleichung 2-1) relevant.

2.2 Dünenform und -dynamik

Dünen sind als übergeordnete Einheit das Ergebnis vieler Einzelkornbewegungen. In der Dünenforschung wird meistens auf die Analyse der Bewegung des individuellen Korns ver-

zichtet, da die Kornfraktionen bei Dünenbildung implizit relativ fein sind und somit die Analyse der Einzelkornbewegung aufwendig wäre. Wird die Einzelkornbewegung dennoch berücksichtigt, sind zumeist statistische Ansätze zur Berücksichtigung der Bewegungswahrscheinlichkeit einzelner Körner zielführend, da Ansätze, welche die Physik am Einzelkorn betrachten (z. B. Shields 1936, Bagnold 1973, Wiberg & Smith 1987, Bridge & Bennett 1992, Luckner et al. 2003, Coleman & Nikora 2008), wegen der Vielfältigkeit der Einflussgrößen (z. B. Lagerung, individuelle Kornform, Fließgeschwindigkeit, Druckschwankungen, Turbulenz) und letztendlich auch an Schwierigkeiten bei der Bestimmung dieser Größen scheitern (z. B. Zanke 1990).

Bei der Bildung von Dünen handelt es sich um ein Instabilitätsproblem, welches noch nicht endgültig beschrieben wurde (Kennedy 1969, Yalin 1972a, Costello 1974, Reynolds 1976, Nakagawa & Tsujimoto 1980, Eltayeb & Hassan 1981, Engelund & Fredsoe 1982, Coleman & Melville 1996, ASCE 2002, Colombini 2004). Die Strömung verursacht eine Störung der flachen Sohle, die mit der Zeit anwächst. Die Ausbildung der Störungen kann dabei von der Sedimentgröße (z. B. Coleman & Eling 2000), von kohärenten Strömungsstrukturen (z. B. Nezu & Nakagawa 1991, Gyr & Müller 1996) oder dem Oszillieren der Stromlinien in der Scherschicht (z. B. Raudkivi 1983) abhängen. Ist die Störung der Sohle erst einmal aufgetreten, schaukelt sich der Effekt in Wechselwirkung mit der Strömung hoch, es kommt zur Ausbildung von Transportformen.

Wenn Dünen durch einen Längsschnitt repräsentiert werden, ist ihre typische Form asymmetrisch, wobei die der Strömung zugewandte Seite (Luvseite) der Düne leicht ansteigt und die steilere, stromabgewandte Seite (Leeseite) die Horizontale ungefähr mit dem Böschungswinkel von Sand schneidet (z. B. Nordin 1971). Die Geometrie der Dünen steht in Wechselwirkung mit der Hydraulik und hat einen großen Einfluss auf die Strömung und die Wasserspiegel (z. B. Gyr & Müller 1996, Maddux et al. 2003a, 2003b, Coleman et al. 2006). Über der Luvseite der Düne kommt es mit abnehmender Entfernung vom Dünenkamm zu einer Geschwindigkeitszunahme, als deren Folge sich der Wasserspiegel im Bereich des Dünenkamms absenkt. Unterhalb des Dünenkamms, auf der Leeseite, tritt durch die plötzliche vertikale Aufweitung des Fließprofils eine Strömungsablösung auf, es kann sich eine Rückstromzone ausbilden (Bild 2-4). Die Ausbildung dieser Wirbelzone ist maßgeblich für die mit Dünen assoziierte Formrauheit verantwortlich (z. B. Wilbers 2004).

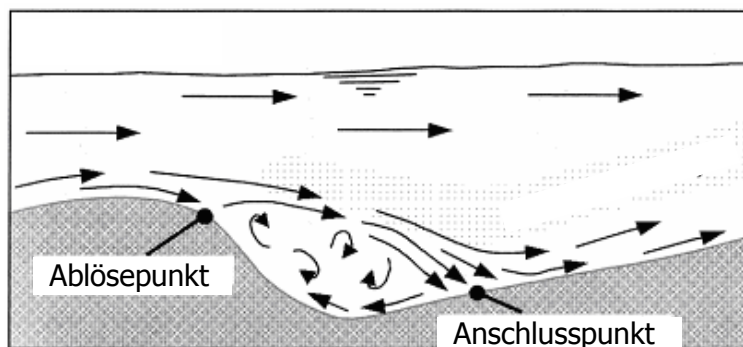


Bild 2-4: Ablösezone von Dünen, nach Wilbers (2004)

Einzelkörner werden der Strömung folgend über den Dünenrücken transportiert. Am Ablösepunkt (Bild 2-4) rollen sie entweder die Leeseite hinunter und kommen am Fuß der Düne zur Ablagerung oder geraten durch die Strömungsverwirbelung in Suspension. Fallen die suspendierten Partikel vor dem Anschlusspunkt auf die Sohle, werden sie von der Rückströmung entweder zurück zum Fuß ihrer Ursprungsdüne transportiert oder bleiben dort liegen. Unter Umständen werden diese auch auf den Rücken der unterhalb gelegenen Düne transportiert und wechseln somit zusammen mit jenen Partikeln, die unterhalb des Anschlusspunktes auf die nächste Düne treffen, den Transportkörper (z. B. Simons et al. 1965a/b, Wilbers 2004). Der Anteil der Partikel, der auf die unterhalb gelegene Düne springt ist abhängig von der Intensität der Strömung und der Korngröße (z. B. Wiberg 1987, Mohrig & Smith 1996) und kann bis zu 60 % (Mohrig & Smith 1996) oder sogar 75 % betragen (Simons et al. 1965a).

Die Größe von Dünen wird allgemein durch die Dünenlänge L und die Dünenhöhe δ angegeben. Die Dünengröße hängt von verschiedenen Parametern ab, wobei sie in ausgeprägter Abhängigkeit zur Wassertiefe (z. B. Williams 1970, Wijbenga & Klaassen 1983, Bild 2-5) und zur Korngröße (z. B. Southard 1971, Yalin & Karahan 1979) steht.

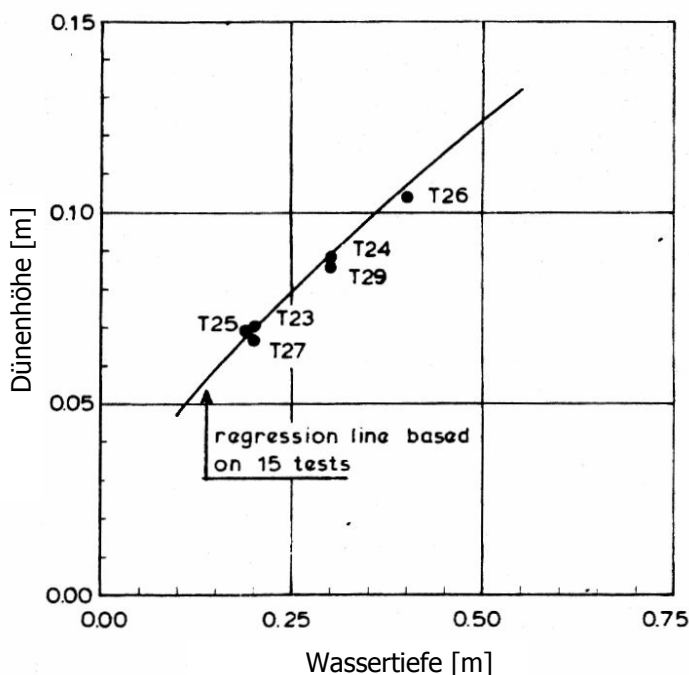


Bild 2-5: Beziehung zwischen Wassertiefe und Dünenhöhe für stetige Strömungsbedingungen, Rinnenversuch mit $d_m = 0,77$ mm (Einkorn), $I = 0,0016$, Wijbenga & Klaassen (1983)

Die Dünenformen des unteren Abflussregimes treten zwei- oder dreidimensional auf (Bild 2-6). Zweidimensionale (2D) Formen lassen sich durch lediglich einen Längsschnitt beschreiben. Werden zwei oder mehr Querschnitte benötigt um die Dünenform zu beschreiben, handelt es sich um dreidimensionale (3D) Formen (Flemming 1988). 2D-Dünen mit geradem Frontverlauf und wenig ausgeprägten Kolken treten oft bei geringem Strömungsangriff als Übergangsform von der ebenen Sohle oder Riffeln zu 3D-Dünen auf (z. B. Costello & Southard 1981, Bild 2-6) und sind eher in Modellversuchen als in der Natur anzutreffen (z. B. Parsons et al. 2005), bzw. in der Natur lediglich als Übergangsform bei wechselnden hydrau-

lischen Bedingungen (Venditti et al. 2005a). In Modellversuchen mit 2D-Dünen sind die Rinnenbreiten oft so klein gehalten, dass sich 3D-Dünen nicht ausbilden können. Zudem legen Baas et al. (1993), Baas (1994, 1999) und Venditti et al. (2005a) nahe, dass sich unter stationären Strömungsbedingungen bei ausreichend langer Versuchszeit in jedem Fall 3D-Dünen einstellen.

Es existieren verschiedene Ansätze, 2D- und 3D-Dünen über geometrische Verfahren abzugrenzen (z. B. Allen 1968, Ashley 1990, Venditti et al. 2005a). 3D-Dünen sind gekennzeichnet durch gekrümmte Frontverläufe und ausgeprägte Kolke in den Wellentälern (Costello & Southard 1981, Flemming 1988, Venditti et al. 2005a). Die Stabilität dreidimensionaler Sohlformen ist durch ständige Umformungsvorgänge grundsätzlich geringer als die zweidimensionalen. Diese Tatsache erschwert die automatisierte Bestimmung der Dünengeometrie (Gabel 1993, s. Kapitel 2.3). Durch die Evolution dreidimensionaler Dünen unterliegen Dünenfelder einer großen Dynamik, auch wenn ihre Form statistisch betrachtet stationär ist (dynamisches Gleichgewicht, z. B. Cheong & Shen 1975, Jerolmack & Mohrig 2005).

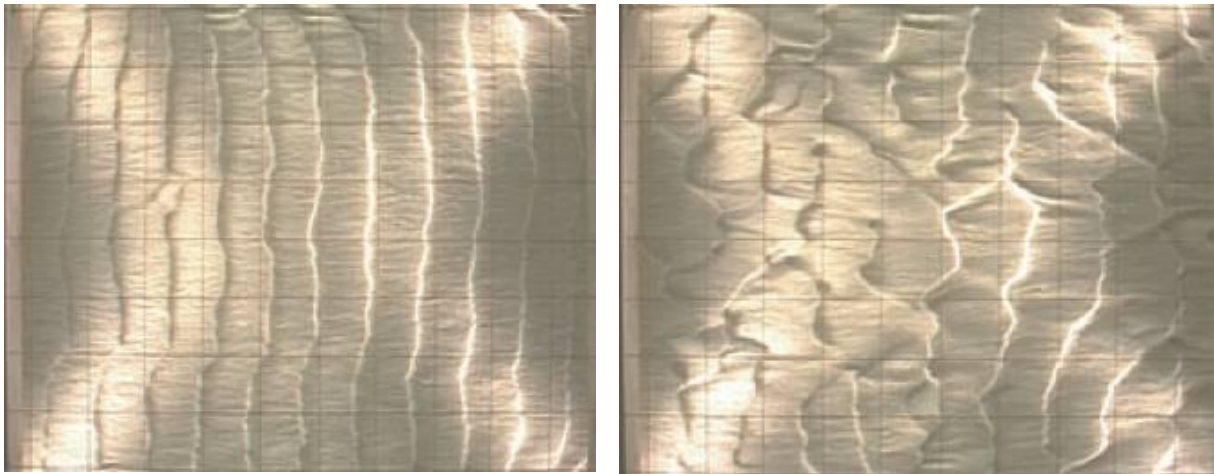


Bild 2-6: Versuchssohle mit 2D-Dünen (links) und 3D-Dünen (rechts), Venditti et al. (2005a)

Darüber, welchen Mechanismen die anhaltende Umformung eines 3D-Dünenbetts unterliegt, besteht keine endgültige Theorie (Best 2005). So wird z. B. die Dreidimensionalität der Strömung für die Ausbildung der 3D-Formen verantwortlich gemacht (z. B. Allen 1968, Ashley 1990, Southard & Boguchwal 1990) oder die Größe des Strömungsangriffs und der Wassertiefe (z. B. Costello & Southard 1981, Bild 2-7).

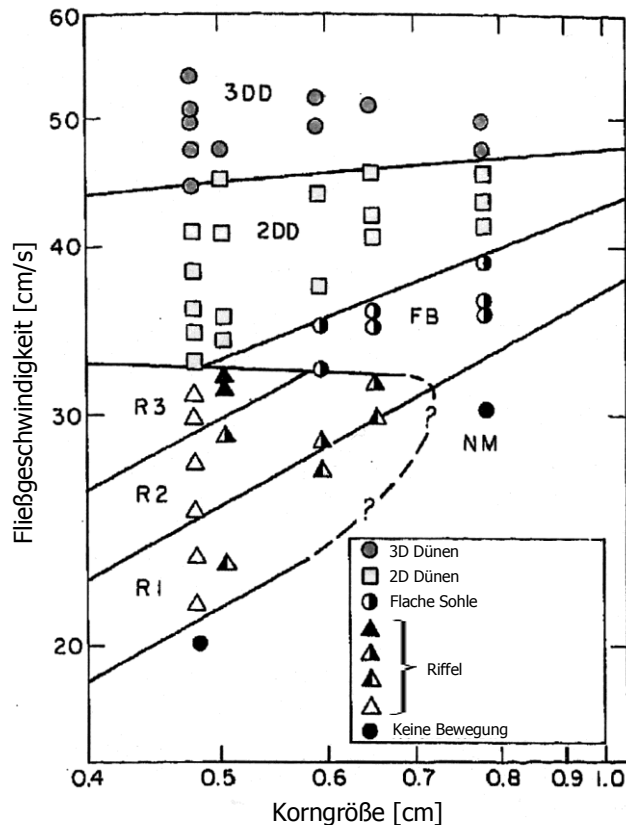


Bild 2-7: Sohlzustände eines Rinnenversuchs in einem Korngrößen-Geschwindigkeits-Diagramm, Costello & Southard (1981)

3D-Transportvorgänge in Dünen sind gekennzeichnet durch ständige Übergangsprozesse in deren Verlauf Dünen sich verformen, neu entstehen oder zerfallen (z. B. McElroy & Mohrig 2009). Hierbei können verschiedene Evolutionsstufen von Dünen gleichzeitig auftreten, wobei kleine Dünen schneller wandern als große. Kleinere Sohlformen bewegen sich generell schneller als große, da deren Bewegung weniger Sedimentbewegung benötigt (z. B. Simons et al. 1962, Kennedy 1969, Nordin 1971, Reynolds 1976, Kostaschuk & Ilersich 1995, Coleman & Melville 1996, Nino et al. 2002, Wilbers & Ten Brinke 2003). Da kleine Dünen nicht durch große hindurch wandern können, schließen sie sich mit großen Dünen, auf deren Rücken sie wandern, zusammen. So entstehen neue, größere Dünen, bis die Dünenhöhe einen Grenzwert erreicht und die Dünen durch den Strömungsangriff wieder abgetragen werden (Jain & Kennedy 1974). Bei der Unterschreitung des Grenzwertes hingegen führt Akkumulation zu einer erneuten Erhöhung der Düne. Zudem beeinflussen sich die Strömungsverhältnisse über den einzelnen Dünen. Diese Interaktion führt zu unterschiedlich wirkenden Strömungskräften, so dass trotz einer gleich bleibenden mittleren Strömung unterschiedliche Dünenformen hervorgerufen werden.

Weiterhin kann der Dünentransport durch kleine überlagernde Sohlformen (sand sheets) geprägt sein, welche nicht die Eigenschaften von Dünen oder Riffeln erfüllen, da ihre Höhen im Bereich weniger Korngrößen liegen und anders als Dünen keine klaren Böschungen ausbilden. Venditti et al. (2005b) finden, dass die Höhen der überlagernden Formen ca. einem Zehntel der Höhe der überlagerten Düne entsprechen und sich gegenüber den Dünen mit ca. zehnfacher Geschwindigkeit fortbewegen. Verschiedene Studien legen nahe, dass die

Wanderung der Dünen durch die überlagernden Formen dominiert wird und dass die durch die Düne transportierte Sedimentmenge der Summe der Sedimentbewegungen durch überlagernde Formen entspricht (z. B. Nikora et al. 1997, Venditti et al. 2005b).

Da die in natürlichen Flüssen auftretenden Dünen dreidimensional sind, gibt es in der 2D-Modellvorstellung, in der eine Düne durch Länge und Höhe beschrieben werden kann, für eine hydraulisch-sedimentologische Konstellation keine einzelne, dominierende Dünengeometrie. Somit ist es nicht verwunderlich, dass die Ergebnisse von Vorhersagemodellen für Dünenformen in Flüssen häufig nicht zufrieden stellend sind (z. B. Mertens 1995, Vanoni 1977/2006). Es existieren zahlreiche Ansätze zur Berechnung von Dünenhöhe und Dünenlänge, welche auf der Grundlage von Labor- und Naturuntersuchungen aufgestellt wurden. Generell stimmen die Vorhersagemodelle für Laborversuche besser überein als für ein natürliches Umfeld (Karim 1999). Die Ansätze reichen von der einfachen Annahme der Dünenhöhe als ca. ein Sechstel der Wassertiefe (Yalin 1972a/b) über die Formulierung empirischer Zusammenhänge zwischen Dünenhöhe und Wassertiefe (z. B. Allen 1968) bis zu komplexen (semi-) empirischen Berechnungen (Fredsoe 1975, Ramette 1977, Yalin & Karahan 1979, van Rijn 1982, 1984, Yalin & Scheuerlein 1988, Adams 1990, Yalin 1992, Zhang 1999). Nach den meisten der zuvor genannten Ansätze ist die Steilheit $\Delta = \delta L$ der Dünen für gewisse Größenordnungen der hydraulisch-sedimentologischen Parameter konstant.

Erschwert wird die Vorhersage der Dünengeometrie durch den Einfluss zahlreicher weiterer Parameter. So können bei instationären Durchflüssen Hystereseeffekte auftreten, weil die Dünenformen den sich ändernden Strömungsbedingungen zeitversetzt folgen (Stückrath 1969, Jensen 1973, Allen 1973, 1974, 1978, 1983, Allen & Collinson 1974, Nasner 1978, Fredsoe 1979, 1982, Wijbenga & Klaasen 1983, van Rijn 1989, Wijbenga 1990, Julien & Klaassen 1995, Ten Brinke et al. 1999, Julien et al. 2002, Gaeuman & Jacobson 2007). Somit ist die Dünenform oft das Ergebnis einer vorherigen hydraulischen Konstellation, die nicht zu den Momentanwerten der Strömung passt.

Die Dünenbildung wird auch durch die Linienführung eines Flusses beeinflusst (z. B. Altunin et al. 1987, Julien & Anthony 2002). In Flusskrümmungen wird die Hauptströmung von einer Sekundärströmungskomponente quer zur Hauptfließrichtung überlagert. Diese wird hervorgerufen durch ein Quergefälle des Wasserspiegels. Da durch die Sekundärströmung feine Körner eher transportiert werden als grobe, verändert sich die Zusammensetzung der Sohle (z. B. Kiesling-Möller 1992), was die Eigenschaften der Dünen im Querschnitt beeinflussen kann. Da die Sekundärströmung in Sohlnähe gegen das Innenufer gerichtet ist, liegt die Sohle am Außenufer gewöhnlich tiefer als am Innenufer. Eingangs einer Flusskrümmung wandern Dünen am Innenufer schneller als jene am Außenufer, da die maximale Schubspannung in der Nähe des Innenufers auftritt. Im Verlauf der Krümmung verschiebt sich das Schubspannungsfeld zum Außenufer, was zur Folge hat, dass dort die Dünen schneller laufen (Thorne & Abt 1993), wodurch hier der Geschiebetransport gegen den Einfluss der Sekundärströmung in Richtung des Außenufers gelenkt wird. Zudem können in Krümmungen Dünentäler von kleineren Dünen überlagert sein, was zu komplizierten 3D-Formen führen kann (Kiesling-Möller 1992). Obwohl natürliche Flüsse in der Regel einen kurvigen Verlauf haben, ist der Dünentransport in Flusskrümmungen bisher wenig untersucht (z. B. Aberle et al. 2010b).

Weiterhin hat neben den oft verwendeten charakteristischen Korndurchmessern (z. B. d_m , d_{50}) die Zusammensetzung der Sohle einen großen Einfluss auf die Dünenform. Naturgeschiebe ist für gewöhnlich ungleichförmig, d. h. seine Eigenschaften weichen von den oft in Laborrinnen verwendeten Einkornmaterialien ab. Infolge der Ungleichförmigkeit kommt es zu Sortierungs-, Abpflasterungs- und Auswaschungseffekten (Parker & Klingeman 1982, Dittrich 1998, Allen & Frostick 1999, Carling et al. 2000a/b, Rubin & Topping 2001, Pender et al. 2001, Kleinhans et al. 2002, Hunziker & Jäggi 2002, Blom et al. 2003a/b, Topping et al. 2005, Kuhnle et al. 2006) und somit zur Ausbildung anderer Formen als im Laborversuch mit Einkornsediment (Lanzoni 2000a/b). Neben der Kornzusammensetzung kann auch die Kornform einen Einfluss auf die Sohlform und den Geschiebetransport haben, da der Bewegungsbeginn und der Böschungswinkel des Sediments von der Kornform abhängen (Ho 1939, Bridge & Bennett 1992, Gomez 1994, Wang & Dittrich 1999, Smith & Cheung 2004, Promny 2004). Außerdem können zahlreiche andere Faktoren die Dünenbildung beeinflussen, wie die Schwebstoffkonzentration (z. B. Best 2005), die Flussbreite (z. B. Reynolds 1976), der Vorlandanschluss (z. B. Wormleaton et al. 2005, Tang & Knight 2006), Stauregelung oder Uferbefestigung (z. B. Frings 2007) und Buhneneinbau (z. B. Aberle et al. 2010a), aber auch die Wassertemperatur (z. B. Hubbell et al. 1961, Colby & Scott 1965) oder Eisgang (z. B. Smith & Ettema 1995).

Die zuvor genannten Einflüsse führen in gesonderte Forschungsgebiete, daher wird zur Vertiefung der Problematik auf die angegebenen Quellen verwiesen.

Eine Sonderform von Transportkörpern sind alternierende Bänke, die in der Natur oft in begradigten Flussläufen auftreten (z. B. Ashley 1990, Knaapen et al. 2001). In geraden Laborgerinnen können alternierende Bänke in dreidimensionaler Strömung bei ausreichender Rinnebreite auftreten (Ikeda 1983, Jäggi 1983, Whiting & Dietrich 1993, Zarn 1997, Lanzoni 2000a).

2.3 Geometrische Analyse von Dünen

Wie zuvor in Kapitel 2.2 beschrieben wurde, sind die Dünenlänge L und die Dünenhöhe δ gängige Maße zur Beschreibung der Geometrie einer Düne. Um die Geometrie eines Dünenfeldes zu beschreiben, müssen für jede einzelne Düne diese Maße bestimmt werden, was gewöhnlich durch Analyse eines Dünenlängsschnitts (oder Zeitschnitts) geschieht. Bei diesem Verfahren handelt es sich um einen 2D-Ansatz, durch den sich genau genommen nur deformationsfreie 2D-Dünen eindeutig beschreiben lassen (s. Kapitel 2.2). In Ermangelung anderer Methoden wird dieses Verfahren auch für 3D-Dünen angewendet.

Gängig ist dabei die Methode der Bestimmung der Nulldurchgänge (Nordin 1971). Darin muss für Sohlenlängsschnitte ein Nullniveau definiert werden, dessen aufeinander folgende Über- und Unterschreitung die Geometrie einer Einzeldüne festlegt. Wenn z. B. ein Sohlenlängsprofil nach Bild 2-8 gegeben ist, ist dieses durch den funktionalen Zusammenhang $z = z(x)$ oder $z = z(t)$ definiert, wobei die Sohlhöhe z von der mittleren Sohlhöhe $z_0 = 0$ aus gemessen die Höhe angibt.

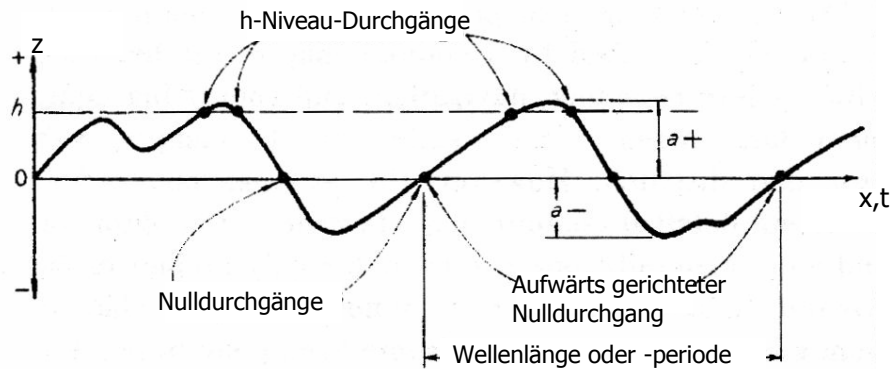


Bild 2-8: Definitionsskizze der Nulldurchgangsmethode nach Nordin (1971)

Die Dünenlänge definiert sich über den Abstand von zwei aufeinanderfolgenden aufwärts gerichteten z - Nulldurchgängen und die Amplitude des Dünenkamms bzw. des -tals aus dem Absolutwert der maximalen Ordinate zwischen zwei Nulldurchgängen. Die Dünenhöhe ergibt sich somit aus der Addition der Beträge der aufeinanderfolgenden Amplituden (Bild 2-11).

Die Wahl des Bezugsniveaus spielt bei diesem Verfahren eine wichtige Rolle. Im einfachsten Fall wird der arithmetische Mittelwert über den betrachteten Sohlausschnitt als Nullniveau definiert (Bild 2-8). Als Ausschlusskriterium für die Dünenhöhe können zusätzlich Bezugsniveaus (h -Niveau) definiert werden (Bild 2-8). Zudem muss das Längsprofil vor der Analyse um das Gefälle bereinigt werden. Unterliegt die Sohle Trends, z. B. durch das Auftreten von Bänken, können durch abschnittsgemittelte Höhenwerte entsprechende Ausgleichsfunktionen gelegt werden. Mahmood (1985) und Mehrdad (1989) nutzen z. B. eine Spline-Funktion 3. Grades (Bild 2-9).

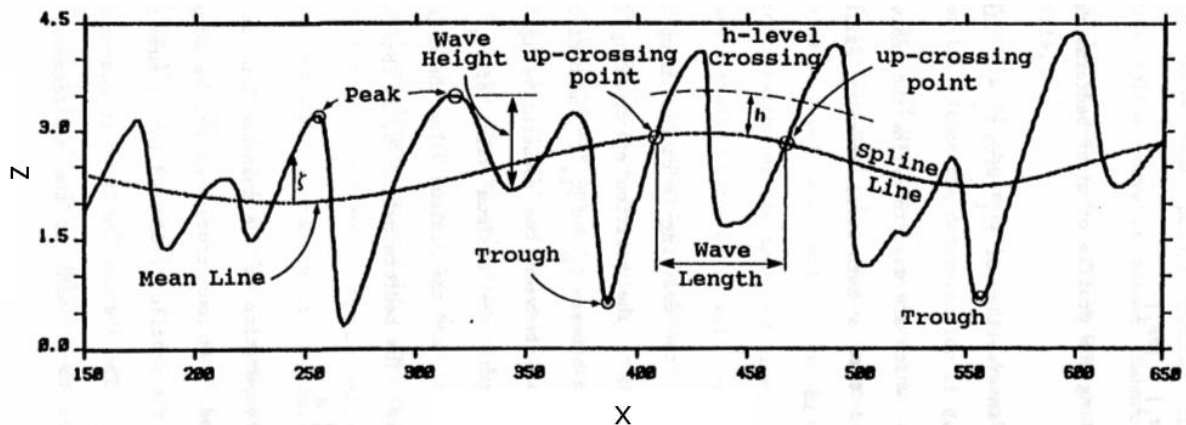
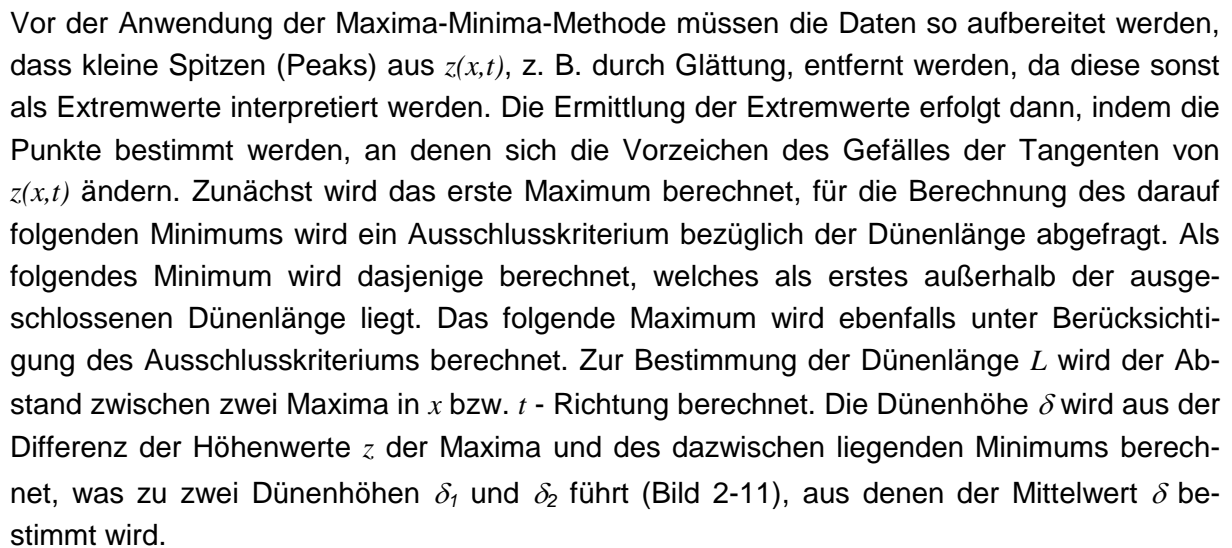


Bild 2-9: Definitionsskizze der Methode der Bestimmung des Nulldurchgangs unter Nutzung einer Spline-Funktion 3. Grades, Mehrdad (1989)

Die Schwierigkeit dieser Vorgehensweise liegt in der richtigen Wahl der Mittelungslänge, da zu kleine Intervalle zu kleine Sohldimensionen ergeben und mit zu großen Intervallen keine Trendentfernung mehr möglich ist. In jedem Fall sollte der Ausschnitt größer als die Wellenlänge der Sohlförmungen sein (Nordin 1971). Mehrdad (1989) gibt die Mittelungslänge mit dem Ein- bis Zweifachen der vorherrschenden Wellenlänge an.



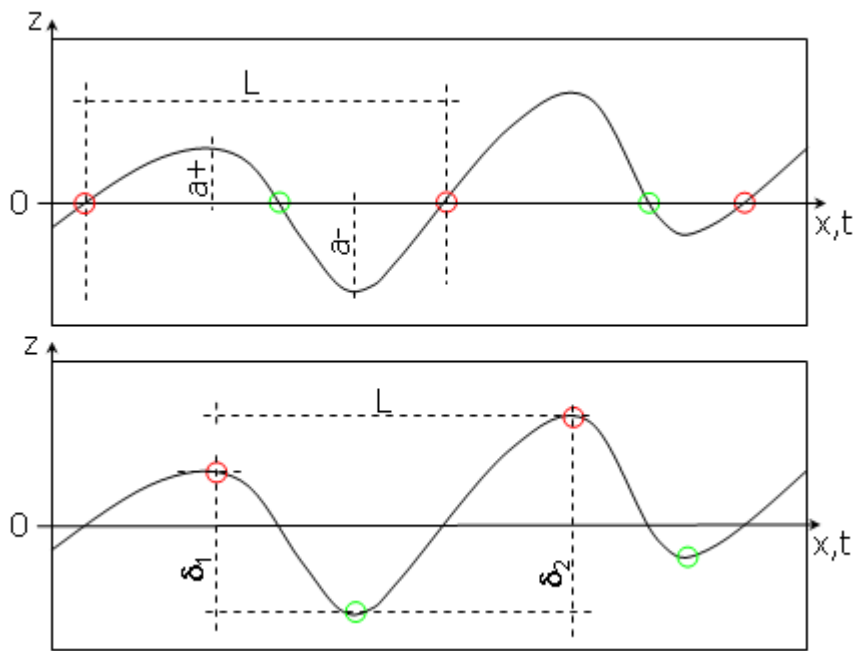


Bild 2-11: Skizze zur Berechnung der Dünenhöhe und Dünenlänge nach der Nulldurchgangsmethode (nach Nordin 1971, oben) und der Maxima-Minima-Methode (unten)

Mehrdad (1989) schlägt mit der Methode der Bestimmung der Wellenkämme und -täler (crest trough method) einen weiteren Ansatz vor. Mit dieser Methode werden die Lage der Dünentäler und -kämme augenscheinlich aus Sohlenlängsschnitten bestimmt.

2.4 Statistische Analyse von Dünenfeldern

In der statistischen Analyse werden Dünenfelder als Menge zufallsverteilter Sohlerhebungen behandelt (z. B. Nordin & Algert 1966, Ashida & Tanaka 1967, Hino 1968, Crickmore 1970, Nordin 1971, Jain & Kennedy 1974, Nikora et al. 1997). Die Eigenschaften der Einzeldüne treten bei dieser Betrachtung in den Hintergrund. Die Sohlgeometrie und -dynamik können durch die Wahrscheinlichkeitsverteilung von Sohlerhebungen bzw. deren Momente oder durch Strukturfunktionen, Frequenz- und Wellenzahl- bzw. Leistungsdichtespektren und Raum-Zeit Autokorrelationsanalysen beschrieben werden (Friedrich et al. 2006a, Nikora et al. 1997, Aberle et al. 2009, Aberle et al. 2010a). Einer Sohlhöhe z werden ein Ort (x, y) mit den Koordinaten x und y in Fließrichtung bzw. quer zur Fließrichtung und ein Zeitpunkt t zugewiesen. Alle Sohlhöhen $z(x,y,t)$ bilden eine Zufallsfunktion $Z(x,y,t)$. Um anhand der Verteilungsfunktion von $z(x,y,t)$ bzw. deren Momenten auf die Eigenschaften des physikalischen Prozesses $Z(x,y,t)$ zu schließen, müssen die Daten stationär sein (s. Bendat & Piersol 2000). Dies ist der Fall, wenn die Momente der Datenmenge invariant sind.

2.4.1 Momente der Verteilungsfunktion

Die Momente einer Datenmenge beschreiben deren Verteilung. Ist die Verteilung der räumlichen und zeitlichen Funktion $Z(x,y,t)$ der Sohlhöhen $z(x,y,t)$ bekannt, lauten die Momente r -ter Ordnung allgemein

$$\mu(x, y, t)_r = \frac{1}{n \cdot m \cdot l} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m \sum_{k=1}^l (z_{ijk} - \mu)^r . \quad 2-10$$

Hierin sind i und j räumliche Laufvariablen für die x - und die y -Richtung und k die Laufvariable der Zeit t . n , m und l bezeichnen die Anzahl der Daten in x , y und t . Weiterhin ist

$$\mu = \frac{1}{n \cdot m \cdot l} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m \sum_{k=1}^l z_{ijk} . \quad 2-11$$

der arithmetische Mittelwert. Werden zeitlich oder räumlich diskrete Datenmengen betrachtet, wie z. B. bei der einmaligen Aufnahme eines räumlichen Dünenfeldes oder Dünenlängsschnittes bzw. bei einer Sonden-Punktmessung über einen Zeitraum, entfallen die entsprechenden Dimensionen und die Verteilungsfunktionen der Sohlhöhen sind durch $Z(x, y)$ oder $Z(x)$ bzw. $Z(t)$ beschrieben. Sind die untersuchten Prozesse stationär, so muss gelten, dass die Momente über den Raum $\mu(x, y)_r$ und die Momente über Zeit $\mu(t)_r$ gleich sind (strenge Stationarität) oder

$$\mu(x, y, t)_r = \mu(x, y)_r = \mu(t)_r . \quad 2-12$$

Um diese Anforderung zu erfüllen, reicht für gewöhnlich die Datenmenge aus Experimenten zur Beschaffenheit von Dünensohlen durch begrenzte Versuchszeiten und/ oder Aufnahmeareale nicht aus, weshalb im Allgemeinen von einem einzigen Versuchs auf den Informationsgehalt des ganzen stochastischen Prozesses geschlossen wird (z. B. Nikora et al. 1997). Da zudem streng stationäre Prozesse in der Natur so gut wie nicht auftreten, bzw. diese auf der Datengrundlage nicht nachgewiesen werden können, wird oftmals die schwache Stationarität (Stationarität zweiter Ordnung) definiert, welche voraussetzt, dass sich lediglich die Erwartungswerte der stochastischen Eigenschaften erster und zweiter Ordnung über Raum und Zeit nicht verändern. Da im konkreten Fall $z(x, y, t)$ aus dem Experiment als bekannt vorausgesetzt wird, entspricht Gleichung 2-11 einer Abschätzung des Erwartungswerts

$$E[Z(x, y, t)] = \mu . \quad 2-13$$

Oft ist selbst die Hypothese der Stationarität zweiter Ordnung zu streng für praktische Anwendungen, weshalb die intrinsische Stationarität definiert wird. Diese besagt, dass der Wert des Semivariogramms

$$\gamma(l_x) = \frac{1}{2} E[(Z(x + l_x) - Z(x))^2] \quad 2-14$$

lediglich von der Verschiebung (dem Vorschubmaß) l_x abhängt. Dieser Zusammenhang kann ebenso für Vorschübe l_y in y bzw. für τ in t aufgestellt werden. Der Anschaulichkeit halber wurde auf die volldimensionale Darstellung von Gleichung 2-14 verzichtet und nur der Fall der Verschiebung in x -Richtung angegeben. Liegt intrinsische Stationarität vor, ist der Erwartungswert des Variogramms bei gleichem Verschiebungsvektor immer derselbe (Bendat & Piersol 2000).

Für die statistische Analyse von Sohldaten werden allgemein die Stationarität zweiter Ordnung bzw. die intrinsische Stationarität ohne Prüfung vorausgesetzt (Nordin & Algert 1966, O’Laughlin & Squarer 1967, Jain & Kennedy 1974, Nikora et al. 1997, Aberle et al. 2010a, Coleman et al. 2011). Die Stationarität zweiter Ordnung einer Datenmenge ist auch gegeben, wenn diese gaußverteilt ist, da die Verteilung in diesem Fall durch Mittelwert und Varianz vollständig beschrieben ist (z. B. Bendat & Piersol 2000). In einigen Studien wurde die Datenmenge auf eine Gaußverteilung untersucht (z. B. Nordin 1971, Willis & Kennedy 1977, Coleman et al. 2011), ohne dass diese, streng genommen, festgestellt wurde.

Neben dem Moment erster Ordnung können die Momente zweiter, dritter und vierter Ordnung für die Analyse von Verteilungsfunktionen von Sohlhöhen genutzt werden (z. B. Coleman et al. 2011). Vor der Bestimmung dieser Momente müssen die Sohldaten trendbereinigt werden, um z. B. den Einfluss des Gefälles auf die statistischen Parameter zu eliminieren (s. Bendat & Piersol 2000).

Das Moment zweiter Ordnung ist die Varianz V , aus der die Standardabweichung $\sigma = V^{1/2}$ berechnet werden kann. Wenn die Varianz einer Stichprobe (hier Versuchsergebnisse) berechnet werden soll, spricht man von einem Schätzwert. In diesem Fall ist eine Korrektur des Berechnungsergebnisses nach Gleichung 2-10 (für $r = 2$) durch Multiplikation mit $n/(n-1)$ notwendig. Die Varianz bzw. Standardabweichung ist für $z(x,y)$ ein Maß der Heterogenität und für $z(t)$ der Dynamik des betrachteten Prozesses, da sie die mittlere quadratische Abweichung vom Mittelwert bzw. deren Wurzel angibt. Die Standardabweichung wird häufig der Varianz vorgezogen, da sie die Einheit der Eingangsgröße hat und somit anschaulicher ist. Sie kann als Maß für die Rauheit der Gewässersohle (z. B. Aberle & Smart 2003, Aberle & Nikora 2006) oder als Ersatzmaß für die Dünenhöhe betrachtet werden (z. B. Squarer 1968a, O’Laughlin & Squarer 1967, Jain & Kennedy 1974, Nordin 1971, Willis & Kennedy 1977, Coleman 1983, Friedrich et al. 2006b, Coleman et al. 2011). Die Ergebnisse von Nordin (1971) verdeutlichen die Korrelation zwischen den aus der geometrischen Analyse gewonnenen Dünenhöhen und der Standardabweichung der Sohlhöhen (Bild 2-12). Beispielsweise findet Nordin (1971) den Zusammenhang $\delta \approx 2\sigma$, Nikora et al. 1997 finden $\delta \approx 1,7\sigma$ bis 2σ und Coleman et al. (2011) finden $\delta \approx 2,2\sigma$. Somit entspricht die Dünenhöhe ungefähr der doppelten Standardabweichung. Dazu muss angemerkt werden, dass die gefundenen Relationen stark von der Methode zur Bestimmung der Dünenhöhe abhängt. □ Unter anderem untersuchen Jain & Kennedy (1971) die Entwicklung der Dünenhöhe in Form der Standardabweichung der Sohlhöhen von der ebenen Sohle bis zu Gleichgewichtsdünen (Bild 2-13, s. auch Nikora & Hicks 1997).

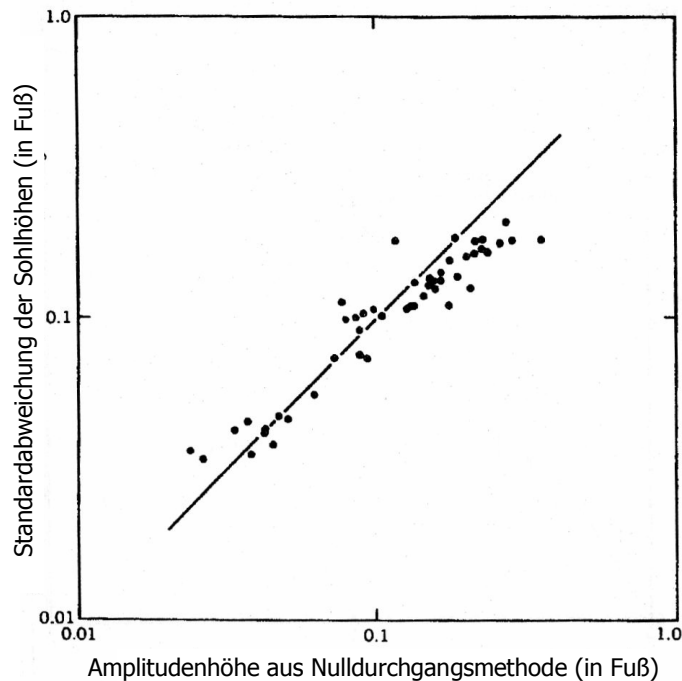


Bild 2-12: Beziehung zwischen den mittleren Maxima nach der Methode der Bestimmung der Nulldurchgänge (Kapitel 2.3) und der Standardabweichung der Sohlhöhen, Nordin (1971)

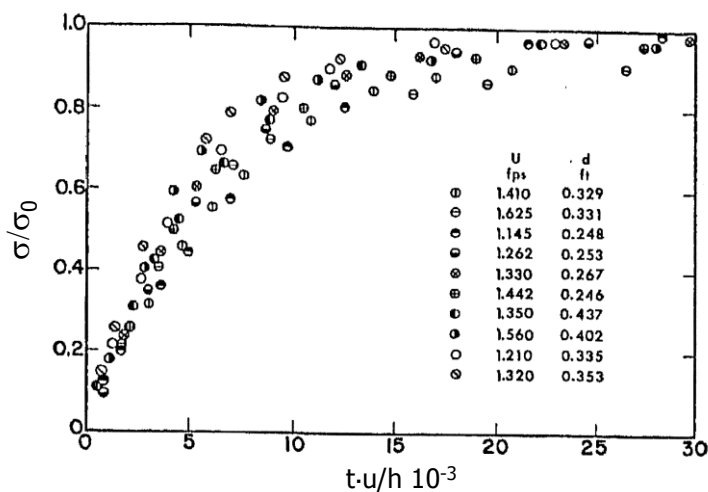


Bild 2-13: Entwicklung der Dünenhöhe in Form der dimensionslosen Standardabweichung von der flachen Sohle ($\sigma = 0$) bis zur vollständigen Dünenbildung ($\sigma = \sigma_0$) in Abhängigkeit der Versuchszeit t , Wassertiefe h und Dünenwandergeschwindigkeit u , Jain & Kennedy (1971)

Das Moment dritter Ordnung wird als Schiefe SK bezeichnet. Diese gibt Auskunft über die Symmetrie einer Verteilung. Wenn die Schiefe identisch Null ist, ist die Reihe symmetrisch um den Mittelwert. Weicht sie von Null ab, gibt sie an, ob die Mehrzahl der Daten links oder rechts des Mittelwerts liegt (Bild 2-14). Handelt es sich um eine negative Schiefe (linksschief), so deutet das auf eine Flusssohle mit ausgeprägten Talstrukturen und kurzen Abstürzen hin. Dünensohlen in sandführenden Flüssen sind durch negative Schiefe gekennzeichnet (Prent & Hickin 2001, Friedrich et al. 2006b, Coleman et al. 2011). Riffelsohlen weisen unter gleichen Strömungsbedingungen hingegen eine positive Schiefe auf. Die Schiefe von kiesführenden Flüssen mit Deckschichten ist hingegen positiv, da sich feines Sohlmate-

rial in Zwischenräumen von größeren Körnern ablagern kann und Kolke in der Sohle weniger ausgeprägt sind (Smart et al. 2004, Aberle & Nikora 2006).

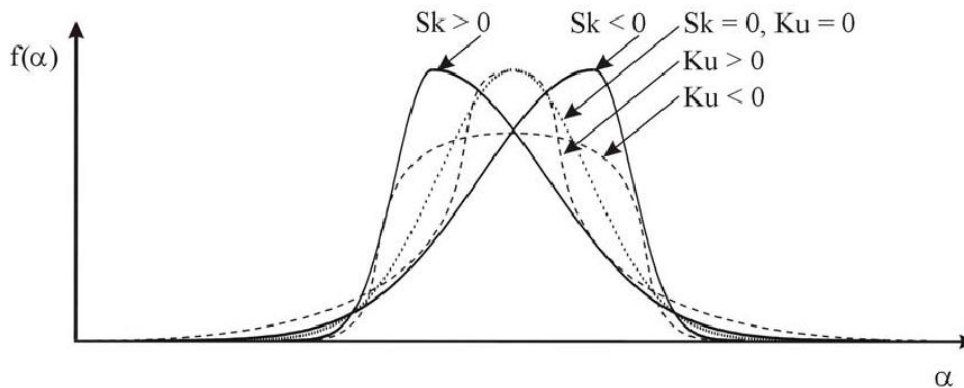


Bild 2-14: Schematisierte Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen, SK = Schiefe, Ku = Kurtosis, Coleman et al. (2011)

Das vierte Moment ist die Kurtosis K . Sie ist das Maß für die Wölbung der Verteilung (Bild 2-14). Da die Kurtosis einer Normalverteilung den Wert 3 hat, wird diese um 3 normiert (z. B. Coleman et al. 2011). Ist $K > 0$, weist die Verteilung viele Extremwerte auf. Ist $K < 0$ sind wenig Extremwerte in der Datenmenge. Die Kurtosis bietet einen Anhaltswert für die Periodizität der Sohlformen. Eine negative Kurtosis tritt eher bei gleichmäßig auftretenden gleichförmigen Dünen auf, wohingegen weit auseinander liegende Formen auf einer ebenen Sohle eher eine positive Kurtosis zur Folge haben (z. B. Friedrich et al. 2006b, Coleman et al. 2011).

2.4.2 Korrelationsanalyse

Eine Möglichkeit räumliche und zeitliche Zusammenhänge in einer Datenmenge zu finden, besteht in der Korrelationsanalyse, bei der Datensätze gegen sich selbst verschoben werden. Die dreidimensionale Autokorrelationsfunktion von $Z(x,y,t)$ ist $R(l_x, l_y, \tau)$ mit den Vorschubmaßen l_x , l_y und τ in x - und y -Richtung und im Zeitbereich t (s. Bendat & Piersol 2000). Die Interpretation der volldimensionalen Korrelationsfunktion ist alleine aus Gründen der Visualisierung der Ergebnisse problematisch (Nikora et al. 1997). Gebräuchlich sind daher die 1D-Autokorrelationsfunktionen $R(l_x)$ und $R(l_y)$ bzw. die 2D-Autokorrelationsfunktion $R(l_x, l_y)$ (z. B. Nordin & Algert 1966, Nordin 1971, Willis & Kennedy 1977, Robert 1988, Robert & Richard 1988, Coleman & Melville 1996, Dinehart 2002, Nikora et al. 1997, Friedrich et al. 2006a, LWI 2008).

Als räumliches Korrelationsmaß kann auch die Strukturfunktion 2. Ordnung (auch 2D-Strukturfunktion)

$$D_{G2}(l_x, l_y) = \frac{\sum_{i=1}^{(n-l_x/\Delta x)} \sum_{j=1}^{(m-l_y/\Delta y)} \left\{ z(x_i + l_x, y_j + l_y) - z(x_i, y_j) \right\}^2}{(n-l_x/\Delta x) \cdot (m-l_y/\Delta y)} \quad 2-15$$

genutzt werden (z. B. Aberle et al. 2010a, Bild 2-15). In Gleichung 2-15 sind l_x und l_y die Vorschubmaße in x – bzw. y – Richtung, i und j sind Laufvariablen und n und m die Ausdehnung der Daten in x – bzw. y – Richtung. Δx und Δy ist die Auflösung der Daten in x – bzw. y – Richtung. Es ist wichtig anzumerken, dass die Vorschubmaße dem Vielfachen der Auflösung entsprechen und nicht frei gewählt werden.

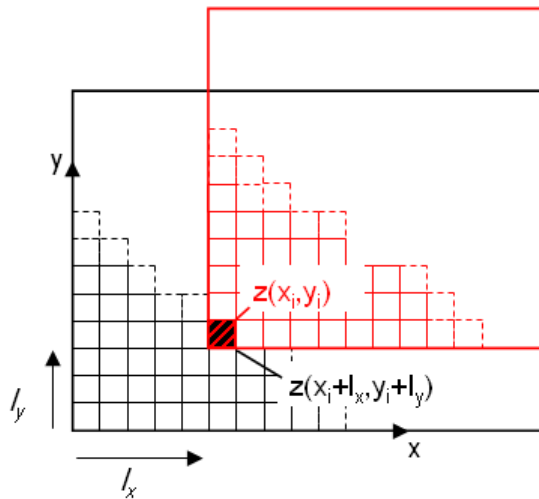


Bild 2-15: Skizze zur Verschiebung von Flächendaten bei der Anwendung von Autokorrelationsfunktionen

Die Strukturfunktion 2. Ordnung kann mit

$$\frac{D_{G2}(l_x, l_y)}{2\sigma^2} = 1 - R(l_x, l_y) \quad 2-16$$

in die normierte räumliche Autokorrelationsfunktion $R(l_x, l_y)$ überführt werden.

1D-Autokorrelationsfunktionen können in Abhängigkeit der Vorschubmaße dargestellt werden (Bild 2-16, Gleichung 2-14). Diese können mit guter Annäherung durch eine Exponentialkomponente und eine periodische Komponente beschrieben werden, welche wiederum Informationen über die Düneneigenschaften beinhalten (z. B. Robert & Richards 1988). So kann z. B. aus der Periodizität der Autokorrelationsfunktion auf charakteristische Wellenlängen geschlossen werden (z. B. Nordin & Algert 1966, O'Laughlin & Squarer 1967, Kühlborn 1993). Ohne Verschiebung ist $R(l_x, l_y, \tau) = 1$, mit zunehmendem Versatz in einer Dimension nimmt $R(l_x, l_y, \tau)$ kleinere Werte an. Wenn das Signal eine Periodizität aufweist, schwingt die Korrelationsfunktion mit zunehmender Verschiebung weiter.

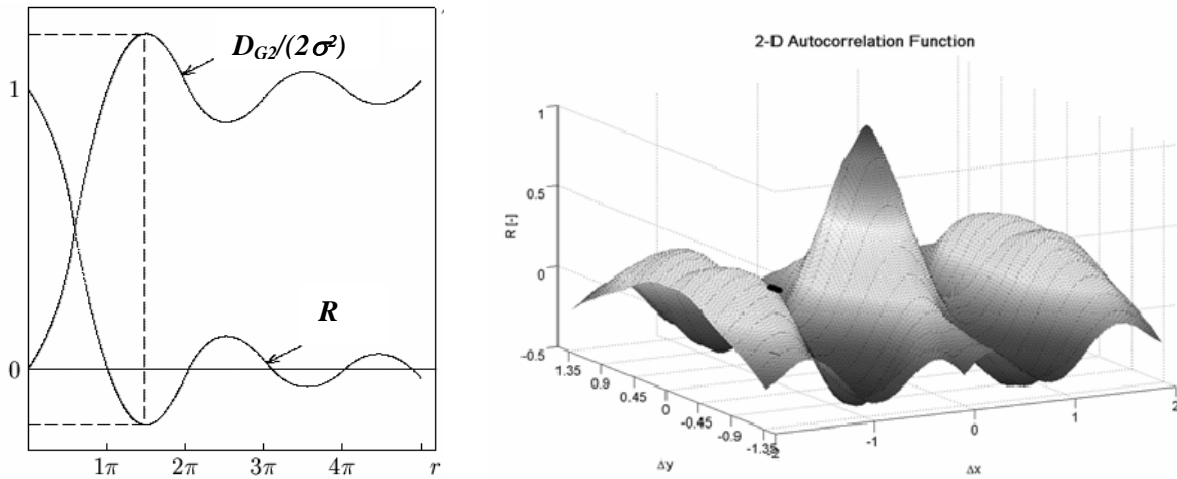


Bild 2-16: Korrelationsfunktionen von Daten die Strukturen aufweisen (links, nach Dutter 2002), 2D-Autokorrelation einer Dünensohle, Friedrich et al. (2006)

Wird eine räumliche Verschiebung von zu verschiedenen Zeitpunkten aufgenommenen Daten vorgenommen, spricht man von Kreuzkorrelationsfunktionen. Dabei wird ähnlich vorgegangen wie bei der räumlichen Autokorrelationsanalyse (Bild 2-15), nur dass nicht ein Datensatz gegen sich selbst verschoben wird, sondern zwei um τ versetzte Sohltaufnahmen. Die Korrelationsfunktion wird also für eine feste zeitliche Verschiebung τ und verschiedene räumliche Verschiebe l_x bzw. l_y berechnet. Die Verschiebung der Daten wird $l_x \cdot l_y / \Delta x$ ($\Delta x = \Delta y$) Mal für vorzugebende l_x und l_y (entsprechend der Messdichte) durchgeführt. Die l_x und l_y , an denen die normierte Autokorrelationsfunktion (bzw. der Korrelationskoeffizient)

$$R(l_x, l_y, \tau) = \frac{\sum_{i=1}^{(n-l_x/\Delta x)} \sum_{j=1}^{(m-l_y/\Delta y)} z_t(x_i, y_j) \cdot z_{t+\tau}(x_i + l_x, y_j + l_y)}{(n-l_x/\Delta x) \cdot (m-l_y/\Delta y) \cdot \sigma_t \cdot \sigma_{t+\tau}} \quad 2-17$$

maximal ist, sind ξ bzw. ν . Die Größe dieser Vorschubmaße entspricht am wahrscheinlichsten der Dünenwanderung in Längs- bzw. Querrichtung im Zeitraum τ . In Gleichung 2-17 sind z_t und $z_{t+\tau}$ die Sohlhöhen der Datensätze zum Zeitpunkt t bzw. $t + \tau$ und

$$\sigma_t = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{(n-l_x/\Delta x)} \sum_{j=1}^{(m-l_y/\Delta y)} (z_t(x_i, y_j) - \mu_t)^2}{(n-l_x/\Delta x) \cdot (m-l_y/\Delta y)}} \quad \text{mit} \quad 2-18$$

$$\mu_t = \frac{\sum_{i=1}^{(n-l_x/\Delta x)} \sum_{j=1}^{(m-l_y/\Delta y)} z_t(x_i, y_j)}{(n-l_x/\Delta x) \cdot (m-l_y/\Delta y)} \quad \text{und}$$

$$\sigma_{t+\tau} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{(n-l_x/\Delta x)} \sum_{j=1}^{(m-l_y/\Delta y)} (z_{t+\tau}(x_i + l_x, y_j + l_y) - \mu_{t+\tau})^2}{(n-l_x/\Delta x) \cdot (m-l_y/\Delta y)}} \text{ mit}$$

$$\mu_{t+\tau} = \frac{\sum_{i=1}^{(n-l_x/\Delta x)} \sum_{j=1}^{(m-l_y/\Delta y)} z_{t+\tau}(x_i + l_x, y_j + l_y)}{(n-l_x/\Delta x) \cdot (m-l_y/\Delta y)}$$

die Standardabweichung des Ausschnitts der Flächendaten zum Zeitpunkt t bzw. $t + \tau$. Ferner sind l_x und l_y die Vorschubmaße, i und j die Laufvariablen, n und m die Knotenanzahl sowie Δx und Δy die Auflösung der Daten in x – bzw. y – Richtung.

Die Ergebnisse werden genutzt, um dynamische Eigenschaften der Dünen zu untersuchen (z. B. Nikora et al. 1997, McElroy & Mohrig 2009). So lassen sich aus den Vorschubmaßen mit maximalen Korrelationskoeffizienten ξ und ν die Wandergeschwindigkeiten einer Dünensohle in Längs- und Querrichtung aus $u_d = \xi/\tau$ bzw. $v_d = \nu/\tau$ bestimmen, sofern sich die Sohle in τ um mehr als die räumliche Diskretisierung bewegt hat und die Dünen nicht innerhalb τ zerfallen sind oder das Beobachtungsfenster verlassen haben.

Aus dem Wert der Korrelationsfunktion kann zudem auf die Deformation der Sohle im Zeitraum τ geschlossen werden, da eine geringe Korrelation auf große Deformation hinweist (McElroy & Mohrig 2009). In diesem Zusammenhang ist es wichtig anzumerken, dass bei der Betrachtung von Sohlenlängsschnitten eine Bestimmung der Fortschrittsgeschwindigkeit der Sohle oft manuell vorgenommen wird, indem die gleichen (aber nicht identischen) Sohlformen aus den Daten abgegriffen werden und das Vorschubmaß bestimmt wird (z. B. Simons et al. 1965a, Van den Berg 1987, Villard & Church 2005, Gaeuman & Jacobsen 2007). Dabei kann es zu einer subjektiven Beeinflussung des Ergebnisses durch den Bearbeiter kommen (z. B. Gaeuman & Jacobsen 2007). Die Methode der Kreuzkorrelation wurde bereits für Längsschnitte von Natur- und Modellsohlen (z. B. Nikora et al. 1997) und vereinzelt auch für Zeitreihen flächiger Sohlaufnahmen (z. B. Duffy & Hughes-Clarke 2005) angewendet.

2.4.3 Leistungsdichtespektren

Die Nutzung von Leistungsspektrumsdichtefunktionen (PSD) zur Beschreibung räumlicher und zeitlicher Signale ist ein Standardansatz zur Auffindung von Mustern in Datenmengen (z. B. Vuskovic & Sijiang 2005). Mittels schneller Fouriertransformation (FFT) lassen sich die PSD aus der Datenmenge $z(x, y, t)$ als einseitige, dreidimensionale Leistungsspektren $G(K_x, K_y, \omega)$ abschätzen (z. B. Nikora et al. 1997, Aberle et al. 2010a). Für Zeitreihen $z(t)$ ergibt sich das einseitige Frequenzspektrum $G(\omega)$ bzw. für Flächendaten $z(x, y)$ die einseitigen Wellenzahlspektren $G(K_x, K_y)$. Darin sind ω die Kreisfrequenz und K_x bzw. K_y die Wellenzahlen in Längsrichtung bzw. in Querrichtung.

Die einseitigen Leistungsspektren $G(K_x)$ werden aus den Längsprofilen der Flächendaten berechnet und über die Rinnenbreite gemittelt:

$$G(K_x) = \begin{cases} \frac{1}{m} \sum_{ii=1}^m \frac{2\Delta x}{n} \left| \sqrt{\frac{8}{3}} \sum_{j=1}^n z_{ii,j} \cdot H_v \cdot \exp(-2\pi i \frac{j-1}{n} k) \right|^2, & k = 1, 2, \dots, \frac{n}{2} - 1 \\ \frac{1}{m} \sum_{ii=1}^m \frac{\Delta x}{n} \left| \sqrt{\frac{8}{3}} \sum_{j=1}^n z_{ii,j} \cdot H_v \cdot \exp(-2\pi i \frac{j-1}{n} k) \right|^2, & k = 0, \frac{n}{2} \end{cases} \quad 2-19$$

Darin ist Δx das Abtastintervall und n die Ausdehnung der Daten in x – Richtung, j ist die zugehörige Laufvariable, m ist die Ausdehnung in y – Richtung und ii die Laufvariable, i ist in Gleichung 2-19 der Bezeichnung des Imaginärteils vorbehalten, H_v ist der Wert der Hanning - Fensterfunktion (Blackman & Tukey 1958) die über $n\Delta x$ angewendet wird und k ist ein Index. K_x ist die Wellenzahl, die durch

$$K_x = 2\pi \frac{k}{n\Delta x} \quad 2-20$$

definiert ist. Das Verfahren ist in Bendat & Piersol (2000) beschrieben und wurde unter anderem von Aberle et al. (2010a) für Daten von Flusssohlen angewendet. Die einseitigen Leistungsspektren von Querprofilen $G(K_y)$ können analog berechnet werden.

Die Bestimmung der einseitigen Frequenzspektren $G(\omega)$ für Zeitschnitte $z(t)$ ergibt sich aus der Berechnung nach Gleichung 2-21:

$$G(\omega) = \begin{cases} \frac{1}{mn} \sum_{ii=1}^m \sum_{j=1}^n \frac{2\Delta t}{p} \left| \sqrt{\frac{8}{3}} \sum_{l=1}^p z_{ii,j,l} \cdot H_v \cdot \exp(-2\pi i \frac{j-1}{p} k) \right|^2, & k = 1, 2, \dots, \frac{n}{2} - 1 \\ \frac{1}{mn} \sum_{ii=1}^m \sum_{j=1}^n \frac{\Delta t}{p} \left| \sqrt{\frac{8}{3}} \sum_{l=1}^p z_{ii,j,l} \cdot H_v \cdot \exp(-2\pi i \frac{j-1}{p} k) \right|^2, & k = 0, \frac{n}{2} \end{cases} \quad 2-21$$

Darin ist Δt die zeitliche Diskretisierung, n und m sind die Ausdehnung des räumlichen Messbereichs der Zeitreihe und ii, j die zugehörigen Laufvariablen, p ist die zeitliche Ausdehnung des Messbereichs mit der Laufvariablen l . Die Kreisfrequenz berechnet sich aus

$$\omega = 2\pi \frac{k}{p\Delta t} \quad 2-22$$

Die Ergebnisse werden genutzt, um Sohlformen auf wiederkehrende Regelmäßigkeiten zu untersuchen. So können z. B. verschiedene Sohlformen wie Riffel, Dünen und Bänke voneinander abgegrenzt werden (Nordin & Algert 1966, Nordin 1971, Jain & Kennedy 1974, Englund & Fredsoe 1982, Fredsoe 1982, Nikora et al. 1997, Friedrich et al. 2006b, LWI 2008). Verschiedene Untersuchungen haben gezeigt, dass es innerhalb einer hydraulisch-sedimentologischen Konstellation keine dominierende Dünenform gibt (s. Kapitel 2.2), sondern dass Dünensohlen einer Selbstähnlichkeit unterliegen. D.h., es sind in den Schnitten Dünen aller Wellenlängen enthalten und die Sohlformen sind einander in ihren Relationen ähnlich (Hino 1968, Jain & Kennedy 1974, Willis & Kennedy 1977, Levey et al. 1980, Nikora et al. 1997, Jerolmack & Mohrig 2005, Koll et al. 2007, LWI 2008, Aberle et al. 2010a). Allerdings lassen sich Sohlformen unterschiedlicher Längenskalen aus den Spektren von Sand-

flüssen nachweisen. Diese haben die Größenordnung der Fließtiefe, der Flussbreite und der Talbreite (Bild 2-17, Nikora et al. 1997, Grinvald & Nikora 1988). Dabei folgen die Spektren der Dünensohlen in der doppelt-logarithmischen Darstellung des einseitigen Wellenzahlspektrums einer Steigung von -3 (Hino 1968, Jain & Kennedy 1974). Es gilt für das einseitige Wellenzahlspektrum $G(K_x)$ von Sohlenlängsschnitten (Hino 1968)

$$G(K_x) = A_{xi} K_x^{-3} \quad 2-23$$

mit der Wellenzahl $K_x = 2\pi/\lambda$. A_{xi} kann hierin als Quadrat der charakteristischen Steilheit der Sohlformen der i -ten Skalierungsregion interpretiert werden (Nikora 1983, Grinvald & Nikora 1988). Grinwald & Nikora (1988) zeigen, dass diese Gesetzmäßigkeit auch für die Skalen in der Größenordnung von Bänken gilt. Dieser grundsätzliche Zusammenhang wird durch einige Studien bestätigt (Nordin 1971, Baliga & Hudspeth 1981, Nikora 1983, Grinvald & Nikora 1988, Nikora et al. 1997, Aberle et al. 2010a), wobei z. B. Shen & Cheong (1977) für Riffelsohlen einen Exponenten von "-4" finden.

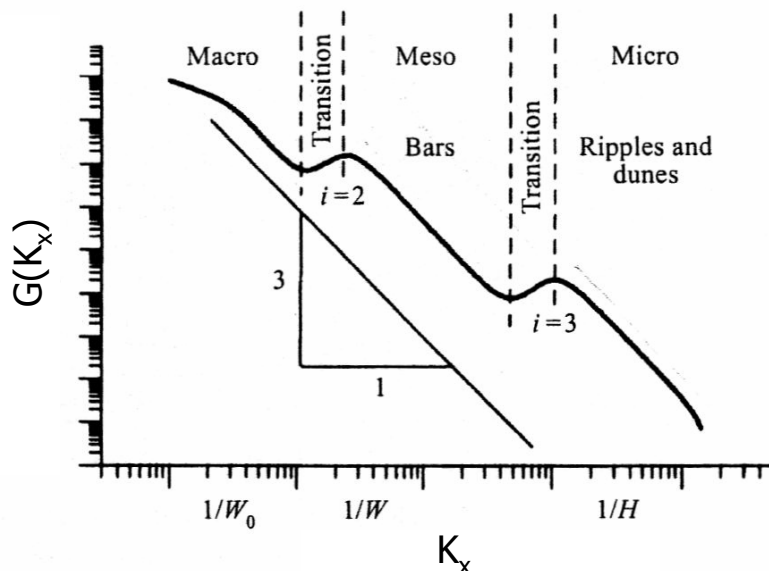


Bild 2-17: Schematisierte Wellenzahlspektren $G(K_x)$ von Längsprofilen der Sohle in verschiedenen Längen-Skalen, Nikora et al. 1997

Für $G(\omega)$ gilt ein ähnlicher Zusammenhang, wobei

$$G(\omega) \sim \omega^{-2}, \quad 0 < i < 1 \quad 2-24$$

$$G(\omega) \sim \omega^{-3}, \quad i > 1$$

in der i -ten Skalierungsregion ist (Bild 2-17, Nikora et al. 1997). Diese Zusammenhänge sind für Zeitreihen weniger untersucht als für Sohlenlängsschnitte (Nikora et al. 1997).

Unter Umständen enthalten PSD zu viele Informationen, um daraus automatisiert Muster zu interpretieren. Daher kann die Nutzung der Momente der PSD zu deren Beschreibung hilfreich sein (Vuskovic & Sijiang 2005). Squarer (1968) und Annambhotla (1969) nutzen die spektralen Momente zur Charakterisierung von Sohleigenschaften. Grinwald & Nikora (1983)

finden, dass die mittlere Dünenlänge in etwa gleich der Wellenlänge ist, die der maximalen Ordinate des Spektrums entspricht.

2.5 Ansätze zur Berechnung des Geschiebetransports durch Dünen

Es existiert eine Vielzahl von Ansätzen zur Bestimmung des Geschiebetransports. Diese lassen sich bezüglich ihrer Grundlage in deterministische Geschiebetransportansätze (z. B. DuBoys 1879, Schoklitsch 1934, Shields 1936, Meyer-Peter & Müller 1948, Bagnold 1966, Engelund & Hansen 1967, Ackers & White 1973, vanRijn 1984a), stochastische Geschiebetransportansätze (z. B. Einstein 1950, Kalinske 1947, Zanke 2001) oder empirische Geschiebetransportansätze (z. B. Karim & Kennedy 1981) unterteilen. Die meisten der gebräuchlichen Ansätze lassen sich auf wenige verschiedene Grundformen zurückführen (z. B. Erkek 1967). Die in der Praxis häufig anzutreffenden Geschiebetransportansätze gehen von Gleichgewichtstransport in geraden Gerinnen unter stationär-gleichförmiger Strömung aus und bilanzieren den Transport aus dem Überschuss an Strömungskraft gegenüber den widerstehenden Kräften der Sohle, wie z. B. der wohl bekannteste Ansatz von Meyer-Peter & Müller (1948). Unbekannte Einflüsse werden in den Ansätzen in empirisch ermittelten Koeffizienten und Exponenten zusammengefasst. Da Dünen einen großen Einfluss auf den Geschiebetransport haben (s. Kapitel 2.2), berücksichtigen einige Ansätze deren Auftreten (z. B. Engelund & Hansen 1967, Zanke 2001).

Ansätze den Geschiebetransport direkt aus Sohldaten zu bestimmen, existieren schon seit Langem. Die Feststoffkontinuitätsgleichung von Exner (1925) besagt, dass die Änderung der Sohlhöhe in einem Kontrollvolumen über eine Zeitspanne und die Menge eingetragenen und ausgetragenen Sediments im Gleichgewicht sein müssen oder

$$(1-p)\rho_s \frac{\partial z}{\partial t} - S_d + S_e = 0 \quad 2-25$$

mit der Porosität der Sohle p und dem Sedimenteintrag S_d bzw. –austrag S_e (s. auch Coleman & Nikora 2009).

Es existieren weitere Ansätze, um den Geschiebetransport aus der Dünenwanderung zu bestimmen (z. B. Bagnold 1941 (in Mohrig & Smith 1996), Simons et al. 1965a, Ertel 1966, Führböter 1967). Darin wird der Geschiebetransport durch Dünensohlen anhand der Dünenhöhe δ aus Sohlenlängsschnitten und der Wandergeschwindigkeit der Dünen u_d berechnet. Durch die Notwendigkeit der Bestimmung der Wandergeschwindigkeit und der Dünengeometrie besteht eine enge Verwandtschaft zwischen diesem Ansatz und der Analyse der Düneneigenschaften (Kapitel 2.3 und 2.4). Demnach kann der volumetrische Geschiebetransport je Breitereinheit q_s durch formbeständig wandernde Transportkörper aus dem Produkt der Fläche des positiven Anteils der Differenzfläche des im Zeitschritt Δt gewanderten Transportkörpers und u_d bestimmt werden (Bild 2-18). Streng genommen ist die Annahme formkonstanter 2D-Dünen für gewöhnliche Sandflüsse falsch, da diese dreidimensional sind und Deformationsvorgängen unterliegen (s. Kapitel 2.2) so dass Unsicherheiten bezüglich der Praxistauglichkeit des Ansatzes bestehen (z. B. Ashmore & Church 1998, Abraham & Pratt 2002, Abraham 2009).

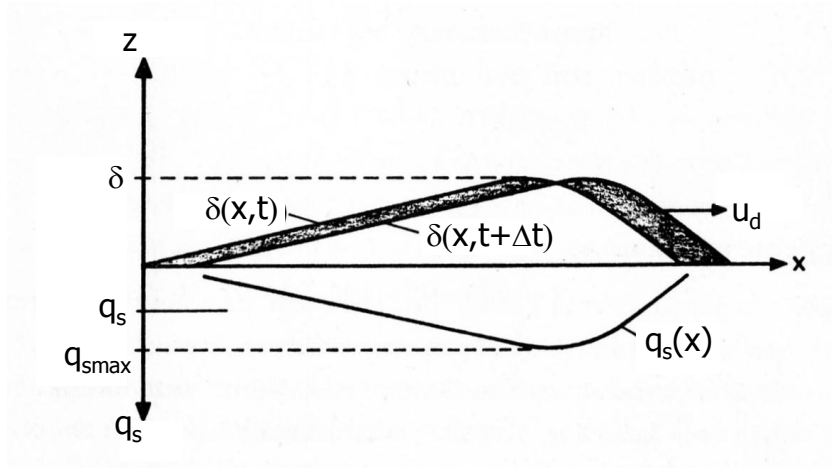


Bild 2-18: Geschiebetransport durch eine Düne nach Führböter (1967)

Es gilt für den maximalen Geschiebetransport je Breitereinheit $q_{smax} = \delta u_d$ und für die über die Länge des Transportkörpers gemittelte Transportrate

$$q_s = \beta \cdot \delta \cdot u_d. \quad 2-26$$

Der Sohlformkoeffizient β hängt von der Form der Dünen ab und ist der Quotient aus der Querschnittsfläche der Düne und der Fläche, die sich aus dem Produkt der Dünenhöhe mit der Dünenlänge ergibt. Für Dreiecksformen kann in erster Näherung für $\beta = 0,5$ angenommen werden (Simons et al 1965a, Willis & Kennedy 1977). Eine Zusammenstellung der Sohlformkoeffizienten aus vorhandenen Experimenten und Naturmessungen ist in Ten Brinke et al. (1999) zu finden. Ten Brinke et al. (1999) ermitteln $\beta = 0,55$, Venditti (2005a) findet $\beta = 0,56$, Gaeuman & Jacobson (2007) $\beta = 0,58$ und van der Berg (1987) und Kostaschuk & I-lersich (1995) nehmen $\beta = 0,6$ an. Stein (1965) gibt eine Beziehung zur Bestimmung von β in Abhängigkeit der Wassertiefe h und der mittleren Strömungsgeschwindigkeit u an:

$$\beta = 0,15 \frac{u - 1,1}{1,4(h + 1,0)} + 0,51. \quad 2-27$$

Für den Einzelfall muss der Sohlformkoeffizient für bestimmte hydraulisch-morphologische Konstellationen jedoch aus Daten abgeleitet werden (Simons et al. 1965a).

Eine Unsicherheit bei der Anwendung des Ansatzes besteht darin, dass die Dünen im Normalfall nicht gleichmäßig wandern und somit nicht über ihre gesamte Höhe zum Geschiebetransport beitragen, sondern nur oberhalb eines Niveaus z_0 , an dem die Ablösezone der oberstrom gelegenen Düne auf den Dünenrücken trifft (Crickmore 1970, Jonys 1973, Willis & Kennedy 1977, Engel & Lau 1980, Van Den Berg 1987, Bild 2-19).

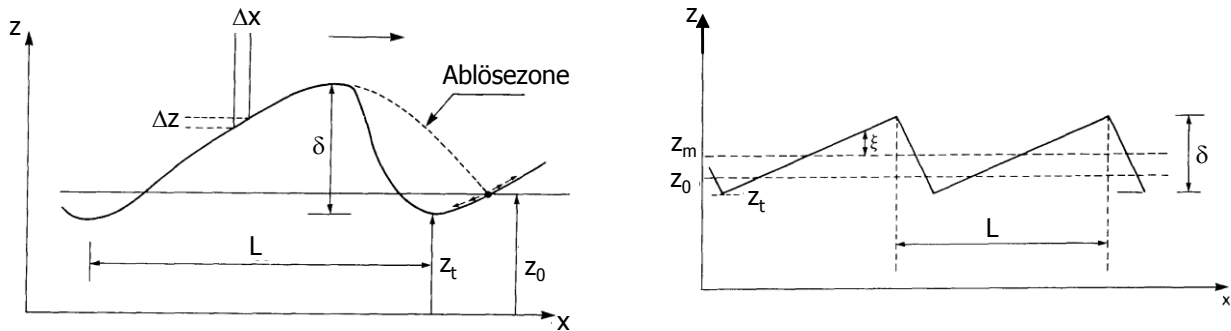


Bild 2-19: Definitionsskizze des Dünenprofils (links) und idealisierte dreieckige Dünenform (rechts) nach Engel & Lau (1980), z_t bezeichnet die Höhe des Dünentals, z_m die mittlere Höhe der Düne

Demnach gilt für Dünen der Länge L

$$q_s = u_d \int_0^L (z(x) - z_0) dx. \quad 2-28$$

Werte für z_0 können Jonys (1973) entnommen werden. Demnach sind Werte für $z_0 - z_{min}$ relativ konstant $0,17\delta$. Mahmood et al. (1988) finden mit $z_0 - z_{min} = 0,2\delta$ einen ähnlichen Wert.

Außerdem kann eine Anzahl von Partikeln durch Verwirbelungen in der Ablösezone zur unterhalb gelegenen Düne getragen werden, statt auf der Lee-Seite ihrer Ursprungsdüne abgelagert zu werden. Solche Partikel tragen nicht zum Dünenfortschritt bzw. zu u_d bei, wohl aber zum Geschiebetransport. In verschiedenen Studien wurde beobachtet, dass der Anteil der überspringenden Körner 30 bis 60 % (Mohrig & Smith 1996) oder sogar bis zu 75 % (Simons et al. 1965a) des Transports betragen kann. Somit ist die Verwendung des Ansatzes in einem Umfeld ohne klare Abgrenzung zwischen Geschiebetransport und Schwebstoff problematisch (Simons et al. 1965a). Die Sprungweite der Körner kann unter Berücksichtigung der Korngröße und der Strömungsbedingungen berechnet werden um festzustellen, ob diese zur unterhalb gelegenen Düne springen (z. B. Wiberg 1987, Mohrig & Smith 1996, Hu & Hui 1996a/b, Lee et al. 2000).

Da der Ansatz zur Berechnung des Geschiebetransports durch Dünen eine volumetrische Betrachtung ist, kann q_s unter Berücksichtigung der Lagerungsdichte bzw. des Porenanteils p in die gebräuchliche Trockengewicht-Transportrate g_s umgerechnet werden (z. B. Bagnold 1941 (in Mohrig & Smith 1996), Simons et al. 1965a, van den Berg 1987). Es ist

$$g_s = \beta \cdot \rho_s (1 - p) \cdot \delta \cdot u_d. \quad 2-29$$

Um aus diesem Ansatz den Geschiebetransport berechnen zu können, muss die Wandergeschwindigkeit der Dünen bekannt sein. In älteren Rinnenversuchen wurde die Wandergeschwindigkeit oftmals beobachtet, d. h. subjektiv im Experiment anhand des Fortschritts einzelner Dünen bestimmt (z. B. Simons et al. 1965a). Eine Möglichkeit zur Berechnung des Sohlfortschritts bietet die in Kapitel 2.4.2 vorgestellte Korrelationsanalyse (z. B. Nordin 1971, Nikora et al. 1997, Friedrich et al. 2006a, LWI 2008). Zudem existieren Verfahren, um den Geschiebetransport aus aufeinander folgenden Flächenpeilungen der Flusssohle anhand

von Volumendifferenzen aus der Kontinuitätsgleichung (Exner 1925) zu bilanzieren (z. B. Abraham & Pratt 2002, Gaeuman & Jacobson 2007, Nittrouer et al. 2008, Abraham 2009).

Gute Übereinstimmung zwischen den Ergebnissen des Ansatzes nach Gleichung 2-29 und der gemessenen Geschiebemenge wurde in Laborversuchen festgestellt (z. B. Simons et al. 1965b, Engel & Lau 1980, Ashmore & Church 1998), wobei der Ansatz für Dünen und Riffel anwendbar ist (z. B. Simons et al. 1965a) und grundsätzlich in moderatem Strömungsumfeld gute Ergebnisse liefert. Mit unterschiedlichem Erfolg wurden die Ansätze bisher für Längsschnitte von Natursohlen angewendet (Van den Berg 1987, Kostaschuk & Ilersich 1995, Vionnet et al. 1998, Ten Brinke et al. 1999, Wilbers 2004, Wilbers & Ten Brinke 2003, Mehrdad 1989, Abraham & Pratt 2002, Gaeuman & Jacobson 2007, Nittrouer et al. 2008, Abraham 2009). Erwartungsgemäß sind die Ergebnisse für Laborversuche besser als für Naturbetrachtungen. Erschwert wird die Auswertung von Naturversuchen zum Geschiebetransport durch den Umstand, dass konventionelle Geschiebemessmethoden mit Geschiebefänger bzw. Geschiebefallen besonders bei Dünensohlen sehr große Streubreiten aufweisen (Gomez et al. 1989, Gomez & Troutman 1997, Kleinhans & Ten Brinke 2001). Ferner kann bei Naturmessungen oft nicht klar zwischen Schwebstoff und Geschiebe unterschieden werden, wodurch es zu einer Verfälschung der Ergebnisse kommen kann (z. B. Kostaschuk & Ilersich 1995). Gute Übereinstimmung von Ergebnissen nach Gleichung 2-29 kann auch der Vergleich mit konventionellen Transportansätzen (wie z. B. nach Meyer-Peter & Müller 1948) zeigen (z. B. Van den Berg 1987, Mehrdad 1989).

2.6 Zusammenfassung des Wissensstandes

Dünen stellen wegen ihres Einflusses auf die Rauheit und den Geschiebetransport in Flüssen ein wichtiges Forschungsgebiet dar. Entsprechend zahlreich sind Veröffentlichungen zu den vielfältigen Aspekten des Dünentransports. Wichtige Grundlagen, wie die grundsätzliche Abhängigkeit der Dünengeometrie von den hydraulischen Randbedingungen, wurden bereits in der zweiten Hälfte des letzten Jahrhunderts erforscht und beschrieben. Jedoch sind die bekannten und etablierten Grundlagen zur Evaluierung der Düneneigenschaften wegen der notwendigen Vereinfachungen nicht immer zufrieden stellend. Besonders die Betrachtung individueller, durch einen Längsschnitt repräsentierter Dünen stellt durch die Vernachlässigung der dreidimensionalen Gestalt natürlicher Flusssohlen eine starke Vereinfachung dar.

Obwohl in Natur und Labor in den letzten Jahrzehnten eine deutliche Verbesserung der Messdatenqualität stattgefunden hat, haben sich die verwendeten Auswertemethoden im gleichen Zeitraum vergleichsweise wenig entwickelt. Zwar steht mit der statistischen Analyse ein leistungsfähiges Werkzeug zur Verfügung, welches gegenüber geometrischen Methoden den Vorzug hat, dass sie vom Bearbeiter unabhängig unter klaren mathematischen Randbedingungen angewendet werden kann. Dennoch wird oft der geometrischen Analyse der Vorzug gegeben, obwohl die grundsätzliche Anwendbarkeit der statistischen Analyse bereits vor Jahrzehnten gezeigt wurde. Es existieren einige Arbeiten, die sich mit Einzelaspekten wie der Dünenhöhe oder der Dünenlänge und deren Äquivalenten aus der statistischen Analyse befassen. Da einerseits die Ergebnisse der geometrischen Verfahren erheblich voneinander abweichen und andererseits noch Unsicherheiten bezüglich der Interpretation der Ergebnisse der statistischen Analyse bestehen, fehlt vor allen Dingen bezüglich einer repräsentativen

Dünenlänge die Gegenüberstellung der verschiedenen Verfahren, um die praktische Relevanz der statistischen Analyse aufzuzeigen.

Eine maßgebliche Einschränkung beider Verfahren besteht bisher zudem in der Charakterisierung der Dünengeometrie und der Dünendynamik durch lediglich einen Längsschnitt $z(x)$ bzw. Zeitschnitt $z(t)$. Zwar wurden statistische Verfahren bereits auf räumliche Daten $z(x,y)$ von Sanddünen angewendet, aber eine Anwendung auf räumlich und zeitlich verteilte Daten $z(x,y,t)$ steht noch aus. Somit wurden auch der dreidimensionale Dünentransport und damit verbundene Deformationsvorgänge noch nicht quantifiziert. In Ermangelung von Datensätzen, die die Qualität bieten, um eine derartige statistische Analyse durchführen zu können, sind Arbeiten zu diesem Thema bisher überwiegend beobachtender Natur.

Die Bestimmung dreidimensionaler Transportprozesse hat eine große Bedeutung für das Verständnis der Rauheit von Dünensohlen und kann maßgeblich zu einer zuverlässigeren Bestimmung des Geschiebetransports durch Dünen beitragen. In den bisher angewendeten Verfahren wird unter der Annahme formkonstant wandernder Dünen der Geschiebetransport aus Dünenlängsschnitten bestimmt. Dabei wird die Vernachlässigung der Dreidimensionalität und der Deformation der Dünen durch Formbeiwerte kompensiert. Besonders die Bestimmung des Geschiebetransports aus der Dünenwanderung ist somit mit Unsicherheiten verbunden, zumal eine Überprüfung der berechneten Transportraten anhand von unter Laborbedingungen gemessenen Geschiebetransportmengen noch aussteht.

Anhand mehrdimensionaler Dünendaten muss zudem untersucht werden, inwieweit die Ergebnisse der Analyse von Dünensohlen für die untersuchte hydraulisch-sedimentologische Konstellation über den Raum und die Zeit repräsentativ, oder in der Terminologie der statistischen Analyse, stationär bzw. schwach oder intrinsisch stationär sind. Inwieweit eine Analyse über Raum und Zeit Ergebnisse über die Beschaffenheit und Heterogenität der Dünensohle liefern kann, wurde bisher ebenfalls nicht untersucht. D.h. streng genommen wurde die Aussagekraft der statistischen Analyse für die Eigenschaften von Dünen unter komplexen Randbedingungen noch nicht untersucht.

Zusammengefasst besteht ein Wissensdefizit in folgenden Punkten:

- 1) Es existieren keine Sanddünenversuche, in denen die Wanderung eines räumlichen Dünenfeldes über einen langen Zeitraum mit großer räumlicher und zeitlicher Auflösung vermessen wurde.
- 2) Gängige Ansätze zur Bestimmung der Düneneigenschaften basieren auf der Analyse von Sohlenlängsschnitten. Inwiefern diese Ansätze für dreidimensionale Dünenfelder und insbesondere für die Quantifizierung des Geschiebetransports gültig sind, wurde bisher nicht untersucht, da die Beschreibung des dreidimensionalen Dünentransports und damit verbundener Deformationsvorgänge bisher überwiegend qualitativer Natur ist. Der Vergleich von aus Flächendaten berechneten Geschiebetransportmengen mit unter Laborbedingungen gemessenen Geschiebetransportraten steht noch aus.
- 3) Die Erfüllung der Stationaritätsbedingungen durch die Daten von Dünensohlen als Grundbedingung für die Anwendbarkeit der statistischen Analyse wurde noch nicht umfassend untersucht. Bisherige Arbeiten setzen schwache bzw. intrinsische Statio-

narität der Daten voraus, ohne diese explizit nachzuweisen. Die Gleichwertigkeit von Analysen des Dünen transports über entweder den Raum oder die Zeit wurde nicht untersucht.

- 4) Der Nutzen der statistischen Analyse zur Beschreibung morphologischer Phänomene, die mit dem Einwirken komplexer Randbedingungen, z. B. in Form der Gewässerberandung, in Zusammenhang stehen, wurde bisher nicht aufgezeigt.
- 5) Ein Vergleich der aus der statistischen Analyse abgeleiteten Düneneigenschaften mit denen aus konventionellen geometrischen Methoden gewonnenen, steht insbesondere für verschiedene Verfahren zur Bestimmung einer charakteristischen Dünenlänge und –breite noch aus.

2.7 Ziel der Arbeit

Um einen Beitrag zu leisten, die im vorherigen Kapitel zusammengestellten Wissensdefizite zu verringern, wurden Versuche zur Dünenbewegung durchgeführt. Dabei wurde die Dünensohle großflächig vermessen und flächige Zeitreihen der bewegten Dünensohle aufgenommen. Da solche Versuche bisher nicht durchgeführt wurden, besteht die Innovation der vorliegenden Arbeit nicht nur in der vorzustellenden Auswertemethodik, sondern auch in der Durchführung der Versuche an sich. Die Versuchsbeschreibung soll dokumentieren, wie Zeitreihen räumlicher Dünensohlen unter Einsatz modernster Messtechnik durch Rinnenversuche gewonnen werden können.

In der Auswertung werden die Ergebnisse geometrischer Verfahren den Ergebnissen der statistischen Analyse gegenüber gestellt. Mithilfe statistischer Verfahren wird die Gleichwertigkeit von räumlichen und zeitlichen Analysen der Dünensohle untersucht. In diesem Rahmen kann auch festgestellt werden, ob die Annahme der Stationaritätsbedingung für Dünensohlen gerechtfertigt ist. Durch die Analyse der Dünendynamik wird gezeigt, wie durch die statistische Analyse dreidimensionale Transportvorgänge von Dünenfeldern quantifiziert werden können. Die erarbeitete Methodik wird weiterhin genutzt, um den Geschiebetransport durch Dünen zu bestimmen.

Zusätzlich werden die Anwendbarkeit und der Nutzen der statistischen Analyse auf praktische flussbauliche Fragestellungen unter komplexen Randbedingungen untersucht. Hierzu werden Naturdaten von Dünensohlen von Elbe und Oder, sowie Versuche eines Geschiebetransportmodells der Oder herangezogen.

Zusammengefasst soll die vorliegende Arbeit durch Beantwortung folgender Fragen zur Erweiterung des Wissensstandes beitragen:

- 1) Wie können Versuche durchgeführt werden, um zeitlich und räumlich hoch aufgelöste Daten von in Bewegung befindlichen Dünenfeldern zu erhalten?
- 2) Führt die Analyse der Daten eines solchen Versuchs über den Raum und/oder die Zeit zu vergleichbaren Ergebnissen und wann sind die Stationaritätsbedingungen in den respektiven Dimensionen erfüllt?
- 3) Welche Erkenntnisse können bezüglich der Dünengeometrie durch die statistische Analyse im Vergleich mit geometrischen Verfahren gewonnen werden?

-
- 4) Wie kann die statistische Analyse zum Verständnis der Dynamik dreidimensionaler Dünen beitragen und wie lässt sich diese beschreiben?
 - 5) Kann die auf Dünenlängsschnitten basierende Methode zur Bestimmung des Geschiebetransports aus der Dünenwanderung für dreidimensionale Dünenfelder angewendet werden und kann das Verfahren durch den Einsatz der statistischen Analyse verbessert werden?
 - 6) Welche Erkenntnisse können durch die Anwendung der statistischen Analyse auf konkrete flussbauliche Fragestellungen unter komplexen Randbedingungen gewonnen werden?

3 Versuche

3.1 Versuchsaufbau

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden Rinnenversuche zur Untersuchung von Sanddünen konzipiert. Dazu wurde eine 30 m lange Versuchsrinne an der Bundesanstalt für Wasserbau (BAW) in Karlsruhe genutzt, deren Breite durch bewegliche Wände zwischen 1 m und 5 m variiert werden kann (Bild 3-1). Um die Ausbildung dreidimensionaler Sohlformen zu ermöglichen, sollte die Rinne möglichst breit sein, um das Auftreten alternierender Bänke zu verhindern durfte die Breite jedoch nicht zu groß sein. Da in der Vergangenheit Versuche mit dreidimensionalen Sanddünen bei Rinnenbreiten zwischen 1 und 2 m erfolgreich durchgeführt wurden (z. B. Gee 1975, Yen et al. 1992, Lanzoni 2000a/b, Friedrich et al. 2006b, Tuijnder et al. 2009), wurde eine Rinnenbreite von 2 m gewählt.



Bild 3-1: Systemrinne an der BAW in Karlsruhe. In der linken Hälfte (im Bild rechts) die Sanddünenversuche

Zudem durften die Wassertiefen während der Versuche nicht zu groß sein, da die Dünenwanderung durch das fließende Wasser hindurch mit einem photogrammetrischen Messsystem (s. Kapitel 3.2) vermessen werden sollte, welches nur unter moderaten hydraulischen Bedingungen ($Fr < 0,4$) eingesetzt werden kann (Henning et al. 2009). Weitere Randbedingungen für die hydraulisch-sedimentologische Konstellation der Versuche ergaben sich, weil die Feststoff-Reynoldszahl Re_* und der Feststoff-Froudezahl Fr_* (s. Kapitel 2.1) der Versuche so gewählt wurden, dass die zu erwartenden Dünen bezüglich dieser Kennzahlen mit Dünen deutscher Flachlandflüsse (z. B. Elbe und Oder) vergleichbar sind. Um die Bedingungen für den Dünentransport so einfach wie möglich zu halten, sollte zudem das Auftreten von Schwebstoff auf jeden Fall vermieden werden. Dies wurde anhand des Kriteriums von Wang & Ditttrich (1992, s. Kapitel 2.1) berücksichtigt.

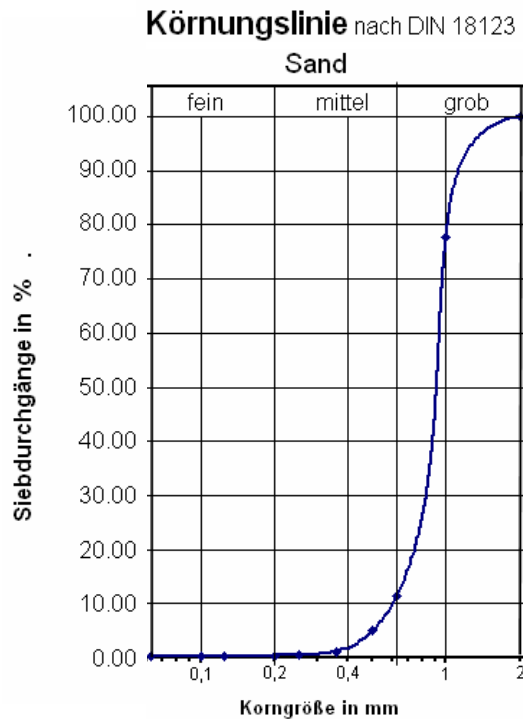


Bild 3-2: Sieblinie des verwendeten Quarzsandes, Geotechnisches Labor der BAW

Es wurde ein Sohlgefälle von $S = 0,0006$ und ein gleichförmiger Sand mit $d_{50} = 0,92$ mm gewählt (Bild 3-2). Um in der späteren Auswertung die statistische Analyse der Dünen gegen konventionelle Verfahren zu testen, war es notwendig, die hydraulischen Randbedingungen während der Versuche zu verändern, um unterschiedlich große Dünen zu initiieren. Die Versuche wurden mit 3 verschiedenen Wassertiefen h von 0,17 m, 0,23 m und 0,27 m durchgeführt. Die wichtigsten Versuchsparameter sind in Tabelle 3-1 und Tabelle 3-2 zusammengefasst. Weiterhin sind in Bild 3-3 die Kennzahlen Fr_* und Re_* im Shields-Diagramm gegeneinander aufgetragen.

Tabelle 3-1: Versuchsparameter der Sanddünenversuche

Parameter	
Rinnenbreite B [m]	2
Rinnenlänge L [m]	30
Sohlgefälle S	0,0006
Korndurchmesser d_{50} [m]	0,00092
Wassertiefen h [m]	0,17 – 0,27

Tabelle 3-2: Kennzahlentabelle der Versuche W1 bis W3

Versuchs- bezeichnung	Dauer [h]	Wassertiefe h [m]	Q [m ³ /s]	G_s [kg/h]	Fr	Re	Fr^*	Re^*
W1	24	0,17	0,140	37	0,35	6100	0,06	26
W2	18	0,22	0,185	47	0,36	8700	0,07	29
W3	18	0,27	0,240	60	0,37	11500	0,09	32

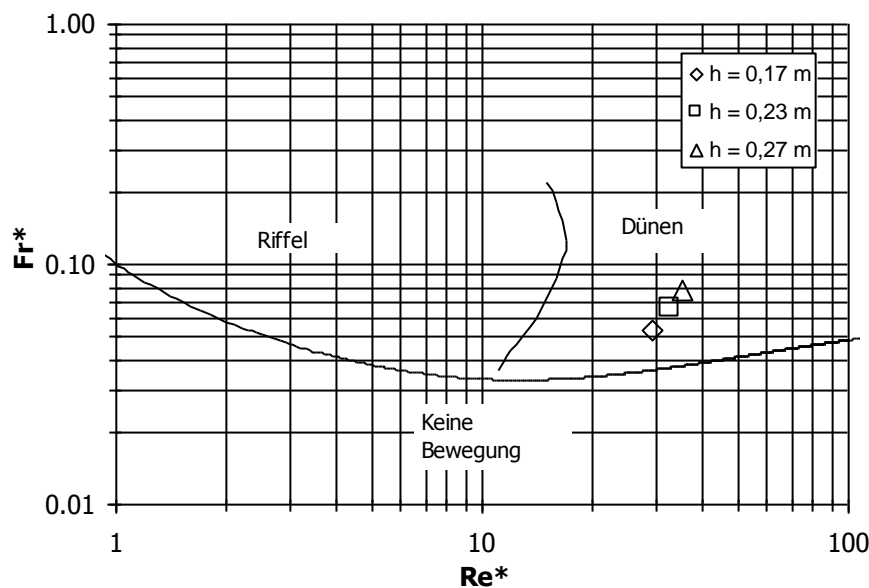


Bild 3-3: Kennzahlen Re^* und Fr^* des Sandes im Shields-Diagramm für die 3 Modellwasserstände. Bewegungsbeginn nach Bonnefille (1963), Übergänge der Sohlformen nach Chabert & Chauvin (1963)

Die Rinne war nicht kippbar, aber mit einem rechnergesteuerten, über der Rinne 3-achsig verfahrenbaren Messschlitten verbunden, welcher so ausgelegt war, dass über ein daran befestigtes Räumschild die Sohle zu Beginn der Versuche auf ein definiertes Niveau gebracht werden konnte. Das Gefälle wurde über die Rechnersteuerung dieser Vorrichtung eingebracht.

Die Durchflusssteuerung erfolgte am Einlauf des Modells durch drei unabhängige, rechnergesteuerte Zuleitungen verschiedener Durchmesser (DN100, DN200, DN300), die aus einem Hochbehälter gespeist wurden und in einen Einlauftank führten. Unterhalb des Einlauftanks der Rinne befanden sich eine Anlaufstrecke mit quer verbauten Hochlochziegeln zur Strömungsberuhigung und eine 2 m lange Übergangsstrecke mit grobem Kies. Die effektive Länge der Versuchsstrecke mit beweglichem Geschiebekoffer betrug somit 28 m. In der Rinne wurden alle 2 m die Wasserspiegel per Ultraschall in 15 Messtöpfen gemessen, die nach dem Prinzip der kommunizierenden Röhren mit dem Rinnenboden auf mittlerer Rinnenbreite verbunden waren. Die Aufzeichnung der Messwerte erfolgte alle 5 s. Über den Messwert des untersten Messtopfes wurde die automatisch gesteuerte Wehrklappe geregelt. Auf diese Weise war die Randbedingung eines konstanten Wasserstandes am Modellende gewährleis-

tet. Während der Kalibrierung des Modells wurden die Untersuchungsdurchflüsse ermittelt, bei denen über die gesamte Rinne betrachtet für die 3 verschiedenen Wasserstände Normalabfluss herrschte. Hierbei wurde über die automatische Wehrsteuerung der Wasserspiegel auf der definierten Höhe gehalten und der Durchfluss so eingestellt, dass sich das Wasserspiegelgefälle I gemäß dem vorgegebenen Sohlgefälle $S = 0,0006$ einstellte. Die Versuche zur Kalibrierung wurden über mehrere Versuchstage durchgeführt und mehrfach wiederholt, so dass bezüglich der Mittelwerte der Wasserspiegel und des Geschiebetransports Gleichgewicht herrschte. Die Versuchsdurchflüsse sind in Tabelle 3-2 angegeben.

Das ausgetragene Geschiebe wurde am Modellende in einem Geschiebesumpf, welcher auf drei Wägezellen gelagert war, aufgefangen und kontinuierlich gewogen. Die Ergebnisse wurden in 5 s Intervallen aufgezeichnet. Aus dem mittleren Austrag der Versuche wurde die Zugabemenge G_s bestimmt (Tabelle 3-2). Die Zugabe des Geschiebes erfolgte über ein Freifallsystem. Dabei wurde die während der Kalibrierung der jeweiligen Versuche ermittelte Menge ausgetragenen Sandes über eine von einer Waage gesteuerte Dosiereinrichtung am Rinnenanfang zugegeben (Bild 3-4).

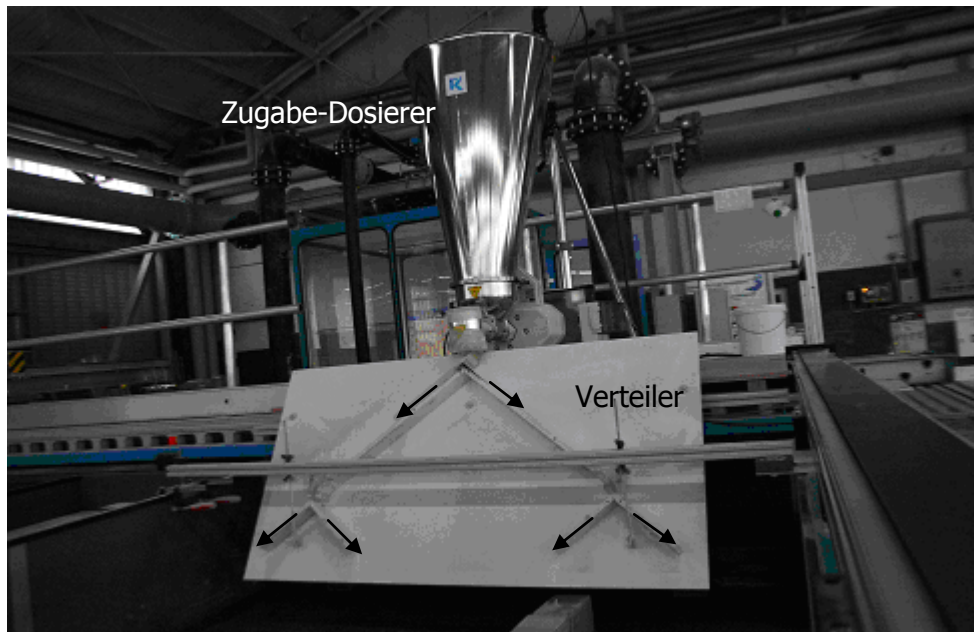


Bild 3-4: Geschiebezugabe

Unterhalb der Zugabevorrichtung war ein Verteiler in Form eines schrägen Brettes befestigt, auf dem Rutschen zur Verteilung des Geschiebes angebracht waren. Über diese Vorrichtung war die Zugabe an 4 Punkten, bzw. wechselseitig links oder rechts an 2 Punkten möglich. Es wurden mehrere Möglichkeiten der Geschiebezugabe getestet. Es zeigte sich, dass sich bei einer kontinuierlichen Beschickung der Rinne mit Sand, dreidimensionale Dünen erst nach ca. 10 Rinnenmetern ausbildeten. Dadurch war die Formrauheit im ersten Rinnendrittel gering. Gleichzeitig wurde nicht alles zugegebene Geschiebe transportiert, so dass sich die Sohle im oberen Drittel der Sohle erhöhte, im unteren Teil der Rinne dagegen vertiefte. Dieser Umstand spiegelte sich im Wasserspiegelgefälle nicht wieder, da die Wassertiefe im Abschnitt der geringeren Formrauheit entsprechend geringer war. Die Summe aus erhöhter Sohle und verringerter Wassertiefe ergab genau den vorgegebenen Wasserspiegel. Gleiche

ches galt für den Bereich großer Formrauheit und vertiefter Sohle im unteren Rinnenabschnitt. Ein dynamisches Gleichgewicht der Sohle konnte so nicht erreicht werden. Behoben wurde das Problem, indem das Geschiebe nicht kontinuierlich zugegeben wurde, sondern intervallweise. Variationen der Intervalllänge und der Zugabeart ergaben für eine stündliche Zugabe der ermittelten Geschiebemenge abwechselnd über die halbe Rinnenbreite die besten Ergebnisse. Dabei wurde die Maximalleistung der Dosieranlage von 400 kg/h genutzt, so dass die Zugabezeiten zwischen 5 und 9 min betrugen.

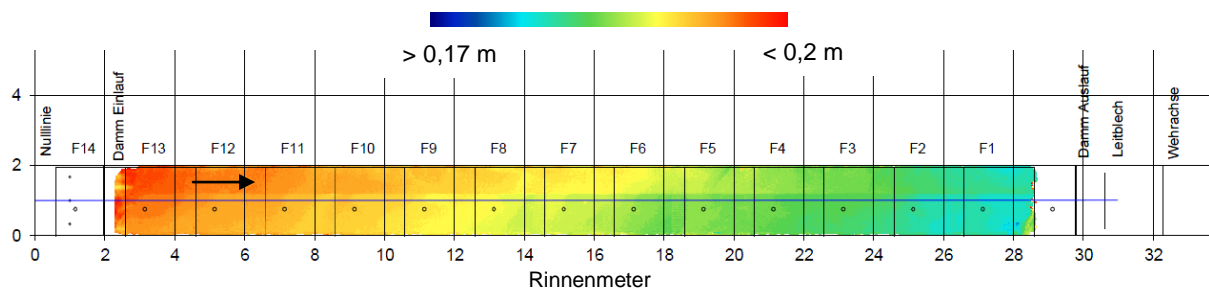


Bild 3-5: Digitales Geländemodell der mit Gefälle eingeebneten Modellsohle, Höhenangaben beziehen sich auf den Rinnenboden

In Vorversuchen wurden die Versuchszeiten unter der Maßgabe, dass sich die Sohle zum Ende der Versuche in einem dynamischen Gleichgewicht befinden sollte, abgeschätzt. Die Versuche wurden von der eingeebneten Sohle mit der geringsten Wassertiefe begonnen, um die Entstehung der Dünen beobachten zu können. Die in die Rinne eingebrachte Sandschicht wurde mit $S = 0,0006$ eingeebnet und hatte eine mittlere Dicke von ca. 0,18 m über dem waagerechten Rinnenboden (Bild 3-5). In die eingeebnete Sohle wurde vor dem ersten Versuch zur Beschleunigung der Dünenbildung mit der Schaufel jeden Rinnenmeter eine Furche gezogen (Bild 3-6). Diese Maßnahme diente der erfolgreichen Initialisierung der Dünen.



Bild 3-6: Eingeebnete Sohle vor Versuchsbeginn mit Furchen zur Initialisierung der Sohlformen

Die Versuche wurden in 10 Tagen à 6 Stunden durchgeführt, so dass die gesamte Versuchszeit 60 h betrug. Die Versuche wurden mit der geringsten Wassertiefe h_1 begonnen. Der erste Versuchstag diente der Ausbildung dreidimensionaler Gleichgewichtsdünen. Danach wurde der Versuch mit der geringsten Wassertiefe weitere 18 h fortgeführt, so dass die Gesamtversuchszeit mit dieser Wassertiefe 24 h betrug. Daran anschließend wurde der Versuch mit der mittleren und der größten Wassertiefe h_2 bzw. h_3 je 18 h betrieben. Die Versuchsabschnitte verschiedener Wassertiefen wurden W1, W2 und W3 benannt (Tabelle 3-2). Bei allen Versuchen bildeten sich dreidimensionale Dünen aus, die von kleineren Sohlformen überlagert wurden (Bild 3-7).

Am Ende der einzelnen Versuchstage wurde der Durchfluss heruntergefahren und gleichzeitig die Wehrklappe hochgefahren, so dass es zu einem abrupten Stopp der Dünenbewegung kam. Zwischen den einzelnen Versuchstagen blieb das Wasser mit einem geringen Zufluss in der Rinne eingestaut, um eine Beschädigung der Dünensohle durch den Vorgang des Entleerens und Befüllens zu verhindern. Während des Neustarts der Versuche vergingen weniger als 2 Minuten bis sich das Wasserspiegelgefälle des Vortags einstellte, so dass eine nennenswerte Verzerrung der Dünensohle durch die Unterbrechung der Versuche ausgeschlossen werden konnte.

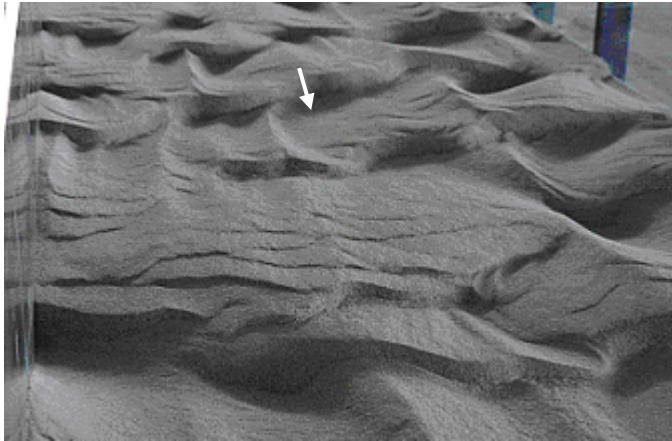


Bild 3-7: Dünensohle während der Kalibrierung der Sanddünenversuche

Die Wasserspiegelgefälle I wurden aus den während der Versuche aufgezeichneten Wasserspiegellängsschnitten bestimmt. Bild 3-8 zeigt die Mittelwerte der Wasserspiegellängsschnitte der letzten Tage der Versuche W1, W2 und W3.

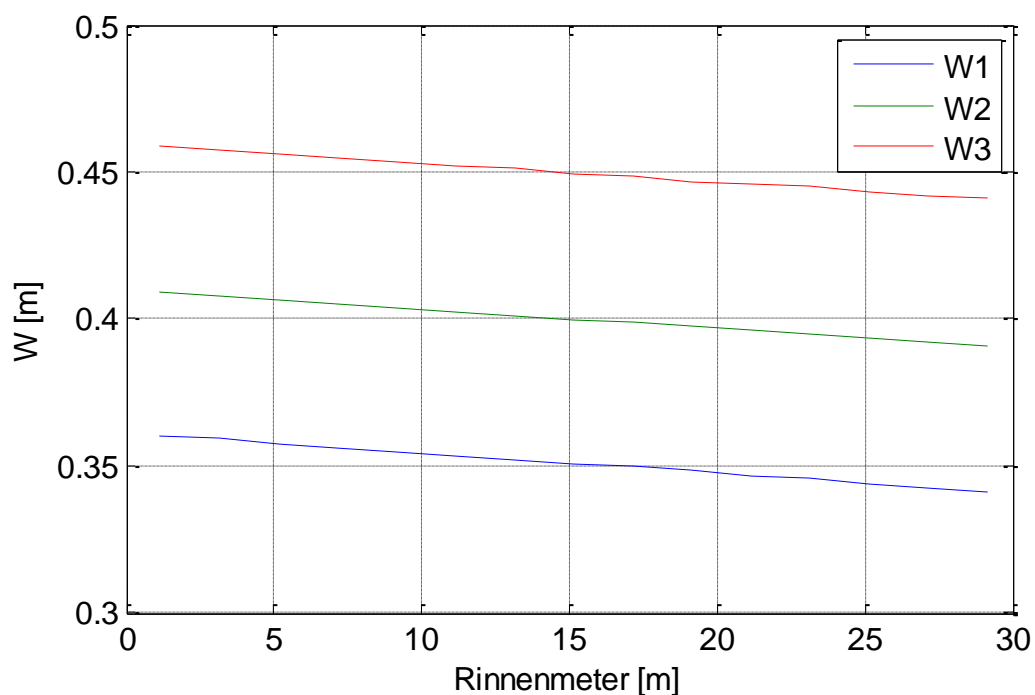


Bild 3-8: Wasserspiegellängsschnitte, Höhe bezogen auf den Rinnenboden

Die in Tabelle 3-3 angegebenen mittleren Wasserspiegelgefälle I wurden aus den mittleren Längsschnitten nach der Methode der inversen Abstandsquadrate berechnet. Der Vorteil dieser Vorgehensweise gegenüber der Bestimmung des Gefälles zwischen zwei Messwerten am Anfang und Ende des Modells liegt darin, dass der Wert sicherer ist und für die ganze Strecke gilt und so Schwankungen durch Sohlunregelmäßigkeiten ausgeglichen werden. Die Werte in Tabelle 3-3 liegen leicht oberhalb des angestrebten Gefälles von 0,0006, sind aber untereinander gut vergleichbar.

Tabelle 3-3: Wasserspiegelgefälle I der Versuchsabschnitte W1, W2 und W3

Abschnitt	I
W1	0,00065
W2	0,00064
W3	0,00064

Die Ergebnisse der Geschiebewaage am Modellende wurden zu Mittelwerten von 5 min zusammengefasst. Unerwartete Probleme mit der Datenübertragung verhinderten die Aufzeichnung der Messwerte des zweiten Versuchstags von W2 (Versuchsstunde 30 bis 36, s. Bild 3-9). Zur Abschätzung des Geschiebetransports des fraglichen Messtages standen Daten einer zweiten, unter identischen Randbedingungen aufgenommenen Zeitreihe zur Verfügung[^]. Demnach betrug die Geschiebetransportmenge der Menge des am folgenden Versuchstag ausgetragenen Geschiebes, welche für den fehlenden Zeitraum angesetzt wurde. Das Ergebnis der Geschiebemessung über den Versuchszeitraum ist in Bild 3-9 dargestellt.

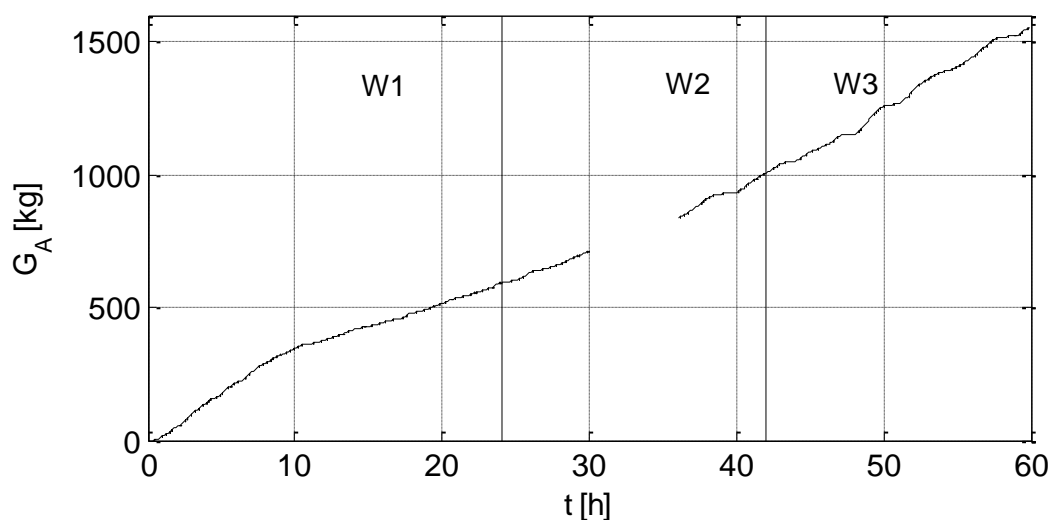


Bild 3-9: Kumulativer Geschiebeaustrag unter Auftrieb G_A über den Versuchszeitraum, vertikale Linien kennzeichnen den Wechsel der Versuchsabschnitte

Die Umrechnung der gewogenen Geschiebemenge G_A unter Auftrieb in den volumetrischen Geschiebetransport q_s erfolgte nach Gleichung 3-1, normiert um die Rinnenbreite $B = 2$ m und in Abhängigkeit der Versuchszeit t , unter Berücksichtigung der Dichte $\rho_s = 2674$ kg/m³ und der Lagerungsdichte $\rho_L = 1622$ kg/m³ des Sandes, welche vom geotechnischen Labor der BAW nach DIN 18126 bestimmt wurden.

[^] Die Ergebnisse dieses Versuches wurden ansonsten verworfen, da durch eine Störung des photogrammetrischen Messsystems (Kapitel 3.2) die Aufnahme der Sohle lückenhaft war.

$$q_s = \frac{1}{B} \cdot \frac{g_A \cdot \rho_s}{\rho_s - \rho} \cdot \frac{1}{\rho_L} \cdot \frac{1}{t}.$$

3-1

Integraler Bestandteil der Messtechnik der Versuchsrinne war ein photogrammetrisches Messsystem zur Aufnahme der Dünenwanderung und der gesamten Rinnensohle. Dieses ist an einer übergeordneten Messbrücke befestigt, welche einen größeren Bereich des Labors abdeckt. Das Messsystem ist im folgenden Kapitel 3.2 gesondert beschrieben. Die aufgenommenen Sohldaten bestehen aus räumlichen Zeitreihen eines Ausschnitts der Rinnensohle und Flächendaten der gesamten Rinnensohle. Diese werden in Kapitel 4 vorgestellt.

3.2 Photogrammetrisches Messsystem

Zur Vermessung der Sohle in Laborrinnen wurde durch die BAW in Zusammenarbeit mit der AICON 3D Systems GmbH (Braunschweig) ein photogrammetrisches 3D-Oberflächen-Messsystem entwickelt, mit dem sich anhand der Aufnahmen dreier Kameras die Raumkoordinaten der Knotenpunkte eines auf die Modellsohle projizierten Gitters bestimmen lassen (Godding et al. 2003, Henning et al. 2008, Henning et al. 2009). Die Hardware ist in einer Höhe von ca. 3 m an einer Messbrücke befestigt und vollautomatisiert bewegbar. Das System basiert auf einem Kamerakopf (Bild 3-10), gebildet aus drei XGA-2 Kameras mit 1360 x 1024 Pixel Auflösung, die starr auf einen Rahmen montiert sind und auf einem Diaprojektor (6000 Lumen), der ein ca. 2,5 m x 3 m großes Gitter auf die Modellsohle projiziert (Bild 3-11).



Bild 3-10: Photogrammetrie Kamerakopf mit Projektor (weißer Pfeil) und 3 XGA-2 Kameras mit Ringleuchten (schwarze Pfeile), Foto: Bernd Hentschel (BAW)



Bild 3-11: Foto der Gitterprojektion einer Dünenfeldvermessung durch das Wasser während eines Dünenversuchs mit 14-Bit Barcode Zielmarke (Pfeil), Fließrichtung von oben nach unten

Die Grundlage des photogrammetrischen Messverfahrens ist die zentralperspektivische Abbildung. Die geometrische Rekonstruktion eines dreidimensionalen Objektes erfolgt über die Herstellung des Zusammenhangs zwischen Bild- und Objektpunkt, wofür die äußere und die innere Orientierung der Kameras bekannt sein müssen. Die Parameter der inneren Orientierung einer Kamera beschreiben die Lage des Projektionszentrums im kamerafesten Bildkoordinatensystem sowie Abweichungen vom Idealfall, der zentralperspektivischen Abbildung. Die Kamera wird als räumliches System angesehen, das aus der ebenen Fläche des Bildsensors und dem davor angebrachten Objektiv mit dem Projektionszentrum besteht. Die Eigenschaften der Kamera-Objektiv-Kombination sind durch die Parameter der inneren Orientierung definiert. Diese wurden vor der Messung anhand der Aufnahme eines Kalibrierfeldes (Bild 3-12) bestimmt, dessen 14-Bit Barcode Zielmarken 1/10-Milimetergenau in Lage und Höhe vermessen und über den Aufnahmebereich verteilt angeordnet sind. Die innere Orientierung verändert sich nicht, solange die Kamera-Objektiv-Kombination nicht verändert wird. Die Position der Kameras zueinander ist durch die Parameter der äußeren Orientierung bestimmt. Die äußere Orientierung definiert die Lage und Ausrichtung des Bildkoordinatensystems im übergeordneten Laborkoordinatensystem. Funktional ist die äußere Orientierung mit einer räumlichen Ähnlichkeitstransformation vergleichbar, bei der das Startsystem über drei Translationen und drei Rotationen in das Zielsystem überführt wird (s. Luhmann 2003 für Details). Die äußere Orientierung wurde vor der Sohlvermessung ebenfalls durch die Aufnahme des Kalibrierfeldes (Bild 3-12) bestimmt. Die Identifizierung der retroreflektierenden Zielmarken wird durch die Beleuchtung der an den Kameras montierten Ringleuchten erleichtert (s. Bild 3-10).

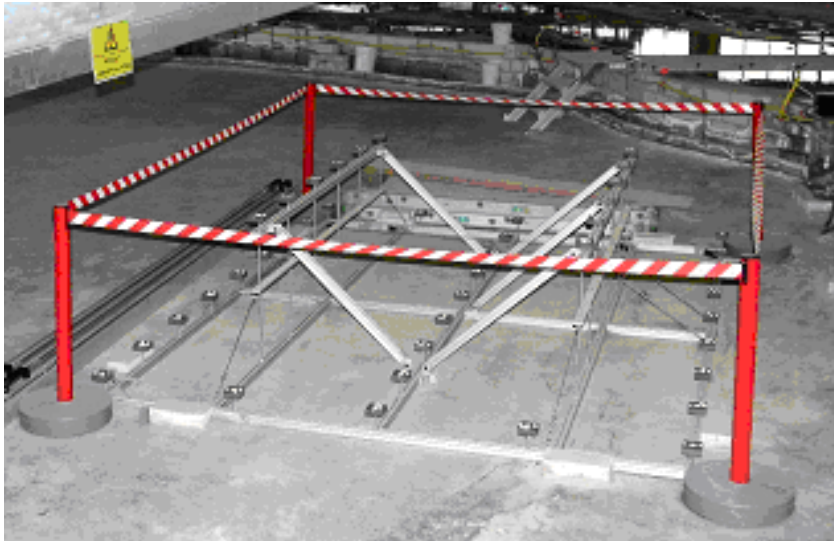


Bild 3-12: Kalibrierfeld mit Anordnung von Barcode Zielmarken

Die Kalibrierung der äußeren Orientierung wurde vor jedem Versuchstag vorgenommen, da sich die Position der Kameras zueinander durch das Umsetzen des Systems leicht verändern kann. Nach der Kalibrierung wurde das System zum Aufnahmebereich umgesetzt. Die Positionierung der Messbrücke erfolgte über vordefinierte Koordinaten im Hallenkoordinatensystem, die direkt über ein binäres Codeband am Schienensystem der Brücke abgegriffen wurden. Das System war über eine eigene Traverse quer zur Hauptrichtung der Brücke verfahrbar. Auf diese Art ließen sich Sollpositionen zentimetergenau anfahren. Da die Software über die Barcode Zielmarken stets die Lage der Kameras im Raum kennt, genügte diese Genauigkeit den Anforderungen der Messung. Die Bestimmung der Position des Kamerasystems während der Modellaufnahme erfolgte über an der Rinnenwand befestigte Barcode Zielmarken, die ebenfalls mit einer 14-Bit Kodierung ausgestattet waren (Bild 3-11). Diese waren so an den Rinnenwänden befestigt, dass in jeder Ecke des Aufnahmegebietes eine Zielmarke vorhanden war (vier Zielmarken pro Bildtrippel). Die Aufnahme der monochromen Kamera-Bildtrippel erfolgte streng zeitsynchron. Die unterschiedlichen Blickwinkel der drei Kameras ermöglichten eine automatische Transformation der Messpunkte in ein übergeordnetes Koordinatensystem (Software ProSurf, AICON 3D Systems GmbH, Braunschweig). Jeder der etwa 10.000 Messpunkte pro Messfeld wurde durch ein Kreuz des aufprojizierten Gitters mit einer Maschenweite von ca. 0,02 m x 0,02 m repräsentiert (Bild 3-11). Das Aufnahmesystem verarbeitete diese Informationen weiter zu einer dreidimensionalen Lagen- und Höheninformation jedes Punktes im übergeordneten System (Bild 3-13 links). Durch eine Graustufenanalyse waren dabei Auflösungen der Lage der Knotenpunkte in den Subpixelbereich möglich. Aus den ungerasterten Daten wurde ein digitales Geländemodell (DGM) mit einer Rasterweite von 0,02 m berechnet (Bild 3-13 rechts). Um ein 3D-Modell aus mehreren Einzelmodellen zu erhalten, wurden diese automatisch zusammengeführt. Überlappungen der Einzelmessungen verhinderten dabei Datenlücken und verbesserten die Datenqualität in den Randbereichen der Messfelder.

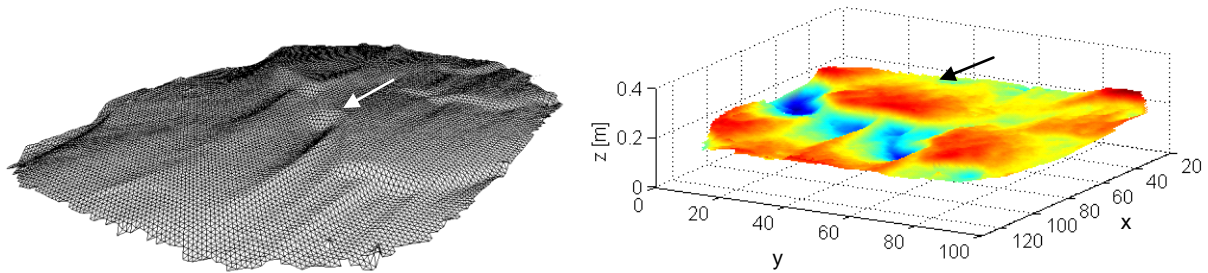


Bild 3-13: Gitter des projizierten Rasters (links) und DGM (rechts), Rasterweite des DGM 0,02 m, Achsenbeschriftung bezieht sich auf Knotennummern in x- bzw. y-Richtung

Aufgrund eines Mehrmedienansatzes für die Brechung des Lichts in Wasser und Luft war das System auch während der Versuche für die Aufnahme der Zeitreihen der Dünensohle durch das Wasser hindurch einsetzbar. Dabei wurde aus den Wasserspiegelmessungen in der Rinne die Lage der Wasseroberfläche bestimmt. Unter der Annahme einer ebenen Wasserspiegeloberfläche und unter Berücksichtigung des Lichtbrechungsindex von Wasser und Luft konnte daraus die Lage der Rasterpunkte und somit die Sohlgeometrie ermittelt werden. Durch die automatisierte Aufnahme von Bildfolgen wurden Zeitreihen der bewegten Rinnensohle gewonnen. Der zeitliche Abstand der Modellaufnahmen kann dabei frei vorgegeben werden. Durch die Belichtungszeiten der Kameras und den Speichervorgang der Bilder ist die höchste zeitliche Frequenz begrenzt auf 0,3 Hz (Henning et al. 2010). Zur Aufnahme der Zeitreihen der Versuche wurde ein zeitlicher Abstand der Aufnahmen $\Delta t = 20$ s gewählt.

Die Güte der Messung hängt vom Abstand des Messsystems von der Sohle ab und war für die vorliegende Konfiguration für Lage- und Höhenzuordnung im trockenen Zustand ca. 0,1 mm. Für die durch das Wasser vermessene Sohle verschlechtert sich die Güte der Aufnahme um ca. Faktor 10 (Henning et al. 2010). Da die Messung während der größeren Wassertiefen der Versuche W2 und W3 (Kapitel 3.1) durch Turbulenzballen gestört wurde, mussten teilweise Ausschnitte der Aufnahme wegen schlechter Messwerte verworfen werden. Dies konnte im Post-Processing durch Mittelwertbildung über jeweils 3 Aufnahmen kompensiert werden (s. Kapitel 4.3).

4 Sohldaten

4.1 Stationaritätsbedingung

Während der Versuche (Kapitel 3) wurden Flächendaten und Zeitreihen der Höhen einer Sanddünensohle aufgenommen. Wie in Kapitel 2.6 festgestellt wurde, wurde die statistische Analyse bereits in der Vergangenheit angewendet, ohne dass untersucht wurde, ob die Voraussetzungen für deren Anwendbarkeit durch Erreichen eines dynamischen Gleichgewichts (bzw. in Form von Stationaritätsbedingungen) gegeben sind bzw. ob und unter welchen Bedingungen diese Anforderungen von Daten von Sanddünensohlen überhaupt zu erfüllen sind. Des Weiteren wurde bisher nicht ermittelt, inwieweit eine Analyse von Sohldaten, die über den Raum und die Zeit aufgenommen wurden, in den respektiven Dimensionen zu vergleichbaren Ergebnissen führt.

Die Flächendaten der Versuche decken die gesamte Rinnensohle ab und wurden nach jedem Versuchstag aufgenommen. Die Sohlhöhen $z(x,y)$ der Flächendaten lassen sich somit als ein Prozess der Form $Z(x,y)$ betrachten. Die Daten $z(x,y,t)$ der Zeitreihe wurden alle 20 s aufgenommen und beinhalten einen Ausschnitt der Rinnensohle. Sie haben die Dimension Raum und Zeit und der Prozess die Form $Z(x,y,t)$. Die Daten werden in den folgenden Kapiteln 4.2 und 4.3 vorgestellt.

Um die Daten einer statistischen Analyse zu unterziehen und um die verschiedenen Datensätze untereinander vergleichen zu können, müssen Anforderungen bezüglich der Stationarität erfüllt sein (s. Kapitel 2.4). Durch die klaren Randbedingungen in der Rinne (s. Kapitel 3.1) kann das Erreichen der Stationarität der Daten unterstützt, aber nicht garantiert werden. Die Anforderungen der Stationarität im strengen Sinne sind von den Sohldaten nicht zu erfüllen (s. Kapitel 2.4.1). Daher wird die schwache Stationarität definiert, die erreicht ist, wenn der Mittelwert und die Varianz der Verteilungsfunktion der Messdaten sich über den Raum und die Zeit mit größer werdender Stichprobe nicht verändern. Unter der Annahme, dass die Dünenwanderung ein schwach stationäres System ist, muss eine ausreichende Anzahl an Messwerten der Sohloberfläche erhoben werden, um diese zu beschreiben. Die Stationarität der Messdaten ist demnach skalenabhängig und hängt eng mit der Größe der Dünen und deren Wandergeschwindigkeit zusammen. Da die Dünen unterschiedliche Formen haben können und der Prozess der Dünenwanderung einem dynamischen Gleichgewicht unterliegt (s. Kapitel 2.2) muss die Datenmenge eine gewisse Anzahl an Dünen enthalten, um aussagekräftige Ergebnisse (bzw. schwache Stationarität) zu erreichen. Dabei ist zunächst egal, ob so lange gemessen wird, bis eine ausreichende Anzahl von Dünen den Messbereich durchquert hat, oder ob der Messbereich so groß gewählt wird, dass er eine ausreichende Anzahl an Dünen enthält. Für die Nichterfüllung der Stationaritätsbedingungen durch die Datenmenge gibt es grundsätzlich zweierlei Gründe: Die Datenmenge eines stationären Prozesses ist zu gering (zu kurz im Zeitbereich oder zu geringer Ausdehnung im Raum) oder der Prozess ist an sich instationär (z. B. durch veränderlichen Durchfluss oder eine Beeinflussung der Sohle durch die Gewässerberandung). Bei einer Instationarität im Zeitbereich wird im Folgenden auch von Dynamik gesprochen, bei Instationarität im Raum von Heterogenität.

Die Größe des Messbereichs kann zu Widersprüchen führen, da einerseits ein großer Messbereich eher stationäre Daten enthält als ein kleiner, andererseits aber die hydraulischen Randbedingungen über eine große Fläche selten identisch sind. Dies gilt besonders für Dünenfelder im Umfeld natürlicher Flüsse, aber auch für Rinnenversuche, die unter klaren Randbedingungen durchgeführt werden. In diesem Zusammenhang spielt auch die Auflösung der Daten eine Rolle. Dies führt dazu, dass z. B. Punktmessungen an verschiedenen Orten lokal unterschiedliche Prozesse beschreiben, die untereinander verwandt sind. Flächenmessungen beschreiben die Summe der Einzelprozesse der Punktmessungen. Dennoch sind sowohl die Einzelprozesse, als auch der übergeordnete Prozess als Summe der Einzelprozesse stationär, wenn ihre Daten stationär sind. Es muss dabei lediglich beachtet werden, dass der Aussagebereich der Analyse dem Messbereich entspricht.

In allen bekannten Studien, die sich mit der statistischen Analyse von Sohldaten befassen (s. Kapitel 2.4) wird angenommen, dass die betrachteten Prozesse schwach bzw. intrinsisch stationär sind. Diese Annahme wird auch für die vorliegende Arbeit getroffen. Da hier erstmals räumliche Zeitreihen von Dünenfeldern ausgewertet und mit großflächigen Daten desselben Versuchs verglichen werden, wird in den folgenden Kapiteln neben der Vorstellung der Daten untersucht, wie sich die ersten zwei Momente der Verteilungsfunktion bei Dünensohlen verhalten und inwiefern diese in Raum und Zeit vergleichbar sind.

4.2 Flächendaten

Die Flächendaten wurden nach jedem der 10 Versuchstage aufgenommen. Dazu wurde nach jedem Versuchstag das Wasser in der Rinne eingestaut. Nachdem die Wasseroberfläche vollkommen beruhigt war, wurde die Sohle der gesamten Rinne mit dem photogrammetrischen Messsystem (s. Kapitel 3.2) durch das Wasser hindurch aufgenommen. Dieses Verfahren wurde der trockenen Aufnahme der Sohle vorgezogen, da durch das Ablassen des Wassers und besonders beim Wiederbefüllen des Modells selbst bei langsamer Füllung Teile der Dünen zerstört würden. Eine unveränderte Dünengeometrie sollte aber in jedem Fall zum Start des nächsten Versuchstages gewährleistet sein. Für ein komplettes Abbild der Modellsohle war die Aufnahme von 13 Einzelmessungen mit ca. 2,5 m x 2 m notwendig, deren Ergebnisse zu einem digitalen Geländemodell (DGM) der gesamten Rinnensohle zusammengesetzt wurden. Die Felder der Einzelmessungen sind vom unteren Modellrand durchlaufend F0 bis F13 benannt (Bild 4-1). Insgesamt wurden somit während der Versuche 10 Flächendatensätze aufgenommen.

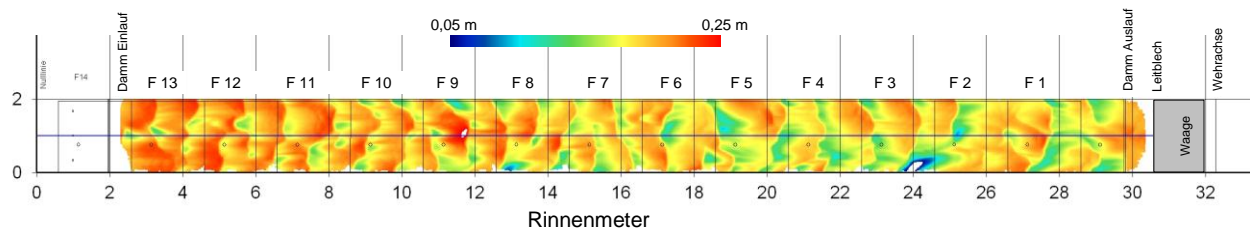


Bild 4-1: DGM der Rinnensohle nach dem dritten Versuchstag von W2 (W2T3), Höhen beziehen sich auf den Rinnenboden

Die Versuche wurden nach den 3 Bereichen verschiedener Wassertiefen W1, W2 und W3 benannt. Der Bezeichnung der Wassertiefen wurde die Kennzeichnung des Versuchstages

hinten angestellt. Demnach sind die vier Sohlen am Ende der Versuchstage mit der geringsten Wassertiefe W1T1 bis W1T4 benannt. Entsprechend gilt für die Sohlen der Versuchstage mit mittleren Wassertiefen die Bezeichnung W2T1, W2T2 und W2T3 bzw. für die Sohlen der Versuchstage mit der größten Wassertiefe W3T1, W3T2 und W3T3.

Die Messdaten wurden in ein gleichmäßiges Raster mit einer Auflösung von 0,02 m x 0,02 m interpoliert, was in etwa der Auflösung des aufprojizierten Rasters entspricht (Kapitel 3.2). Da die Dünen in der Rinne eine gewisse Strecke zur vollständigen Entwicklung benötigen, wurden nur die unteren 20 m der Rinne für die Auswertung genutzt. Zudem wurden die unteren 0,2 m oberhalb des Auslaufbereichs abgeschnitten und an der Berandung der Rinne wegen kleiner Datenlücken jeweils 0,08 m. Die endgültigen DGM der Flächendaten haben eine Ausdehnung von 19,8 m x 1,84 m. Der Längenbezug der Rinne (x - Achse) wurde in der Auswertung beibehalten, so dass die ausgewerteten Daten zwischen $10\text{ m} < x < 29,8\text{ m}$ liegen. Alle Höhenangaben beziehen sich auf die Lage der Sohle über dem Rinnenboden, es sei denn die Daten wurden um ihren Mittelwert bereinigt.

Am Beispiel der Flächendaten, die nach dem Ende des letzten Versuchstages mit der mittleren Wassertiefe W2T3 aufgenommen wurden, werden im Folgenden die Auswerteprozedur vorgestellt und die Daten der Sanddünen auf ihre räumliche Konsistenz untersucht. Anhand der Flächendaten lässt sich insbesondere feststellen, ob die Dünen über die Rinnenbreite und -länge vergleichbar ausgebildet sind. Zudem können Aussagen darüber gewonnen werden, ob das Areal der Flächendaten genügend Dünen enthält, um in Bezug auf deren Geometrie sichere Mittelwerte zu liefern. Der Beispieldatensatz ist in Bild 4-2 visualisiert. Die Darstellung aller Versuchssohlen ist in Anhang 1 gegeben.

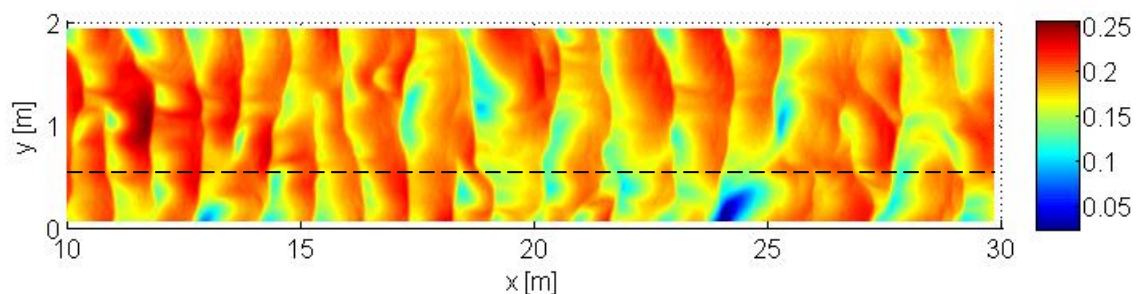


Bild 4-2: Flächendaten $z(x,y)$ W2T3 (7. Versuchstag), gestrichelte Linie: Längsschnitt bei $y = 0,5\text{ m}$, Farbskala in [m] über Rinnenboden

Um einen Überblick über die Beschaffenheit der Sohle zu gewähren, wird zunächst aus den Daten in Bild 4-2 ein Beispiel-Längsschnitt $z(x)$ bei $y = 0,5\text{ m}$ extrahiert (Bild 4-2, Bild 4-3).

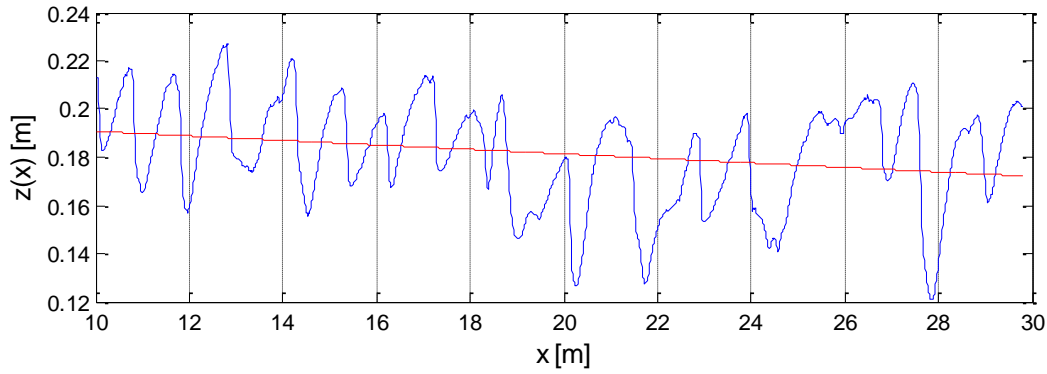


Bild 4-3: Sohlenlängsschnitt aus W2T3, Trendlinie in rot

Vor der weiteren Analyse muss der Trend, der dem mittleren Sohlgefälle S entspricht, aus dem Längsschnitt entfernt werden (Bild 4-4a). Dazu ist anzumerken, dass die Trendentfernung bei der Betrachtung einzelner Längs- bzw. Querschnitte linear erfolgte. Vor der Auswertung der Flächendaten wurde eine ebene Trendentfernung durchgeführt. Zur Beurteilung, wie lang die Dünenstrecken bei der gegebenen Messdichte sein müssen, damit deren Mittelwerte und die Varianz ein Gleichgewicht erreichen, werden der kumulative Mittelwerte und die kumulative Standardabweichung

$$\mu(n_x) = \frac{1}{n_x \cdot m} \sum_{i=1}^{n_x} \sum_{j=1}^m (z_{ij}) \quad 4-1$$

$$\sigma(n_x) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n_x} \sum_{j=1}^m (z_{ij} - \mu(n_x))^2}{n_x \cdot m - 1}}.$$

der Daten in Längsrichtung betrachtet. Die Standardabweichung σ wird für die Auswertungen im Rahmen dieser Arbeit der Varianz $V = \sigma^2$ vorgezogen, da diese die Einheit der Eingangsdaten hat und durch ihre nahezu lineare Abhängigkeit von der Dünenhöhe (s. Kapitel 2.4.1) anschaulicher ist. In Gleichung 4-1 ist n_x die Anzahl der Datenpunkte bis x und n ist die Gesamtzahl der Daten in x – Richtung mit der Laufvariablen i . Analog ist m die Gesamtanzahl der Datenpunkte in y – Richtung mit der Laufvariablen j . Weiterhin ist z_{ij} die Sohlhöhe am räumlichen Knoten i,j . Werden $\mu(n_x)$ und $\sigma(n_x)$ für einen Längsschnitt berechnet, gilt der Sonderfall $m = 1$. Für diesen Fall gilt für $n_x = 1$, dass $\sigma(n_x) = 0$. Da die Ergebnisse in Abhängigkeit von x (und nicht von n_x) dargestellt werden, erfolgt im Folgenden die synonyme Verwendung von $\mu(n_x)$ und $\mu(x)$ bzw. $\sigma(n_x)$ und $\sigma(x)$, indem die diskreten Werte von x an der Stelle von n_x verwendet werden.

Aus der Darstellung der Ergebnisse der Berechnung für den Beispiel-Längsschnitt in Bild 4-4b und Bild 4-4c wird ersichtlich, wie sich das Vorkommen einzelner Dünen auf $\mu(x)$ und $\sigma(x)$ auswirken.

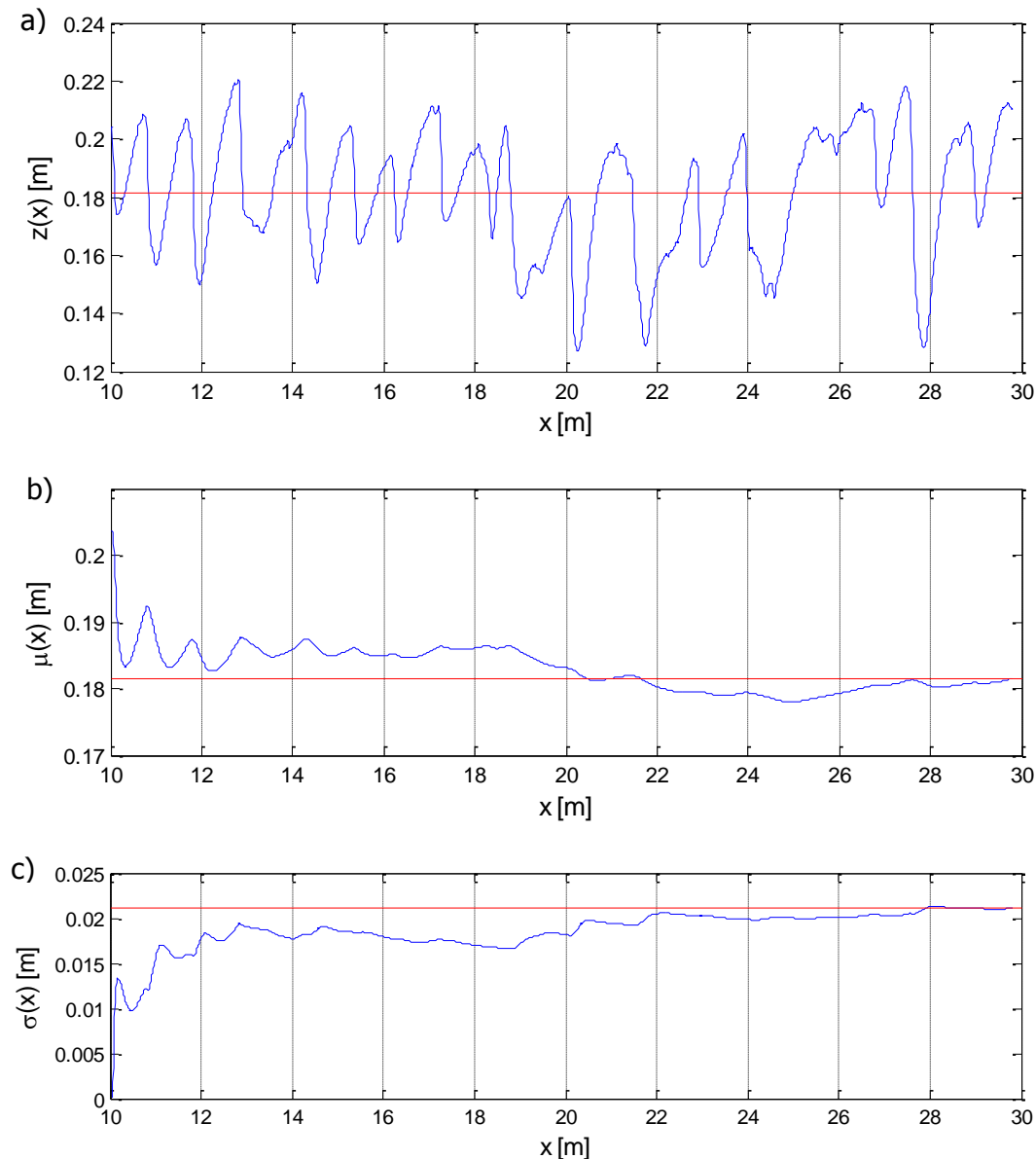


Bild 4-4: a) Trendbereinigter Sohlenlängsschnitt der Daten aus Bild 4-3, b) kumulativer Mittelwert $\mu(x)$, c) kumulative Standardabweichung $\sigma(x)$

Zunächst nähern sich $\mu(x)$ und $\sigma(x)$ ihren Grenzwerten auf den ersten 3 m des Profils ($x = 10$ bis 13 m) an. Auf den anschließenden Metern ändern sich $\mu(x)$ und $\sigma(x)$ bis $x = 19$ m nicht nennenswert, es ist zunächst ein annäherndes Gleichgewicht erreicht. Zwischen $19 \text{ m} < x < 26 \text{ m}$ nimmt die Sohlhöhe des Längsschnitts deutlich ab, worauf sich $\mu(x)$ und $\sigma(x)$ nochmals verändern. Gegen Ende des Längsschnitts ab $x = 28 \text{ m}$ schwanken $\mu(x)$ und $\sigma(x)$ um ihre Grenzwerte.

Die Flächendaten $z(x,y)$ des Versuchs W2T3 (Bild 4-2) bieten eine wesentlich größere Datenmenge als der bisher untersuchte Beispiel-Längsschnitt. Wenn die Versuchsbedingungen im untersuchten Rinnenteil an jedem Ort annähernd gleich sind, ist mit der vergrößerten Datenmenge das Erreichen eines Sohlgleichgewichts bezüglich des Mittelwerts und der Standardabweichung eher möglich als mit lediglich einem Längsschnitt. Analog der bisherigen

Berechnungen werden die kumulativen Momente der um die Ebene trendbereinigten Flächendaten für die ganze Rinnenbreite gemäß Gleichung 4-1 berechnet.

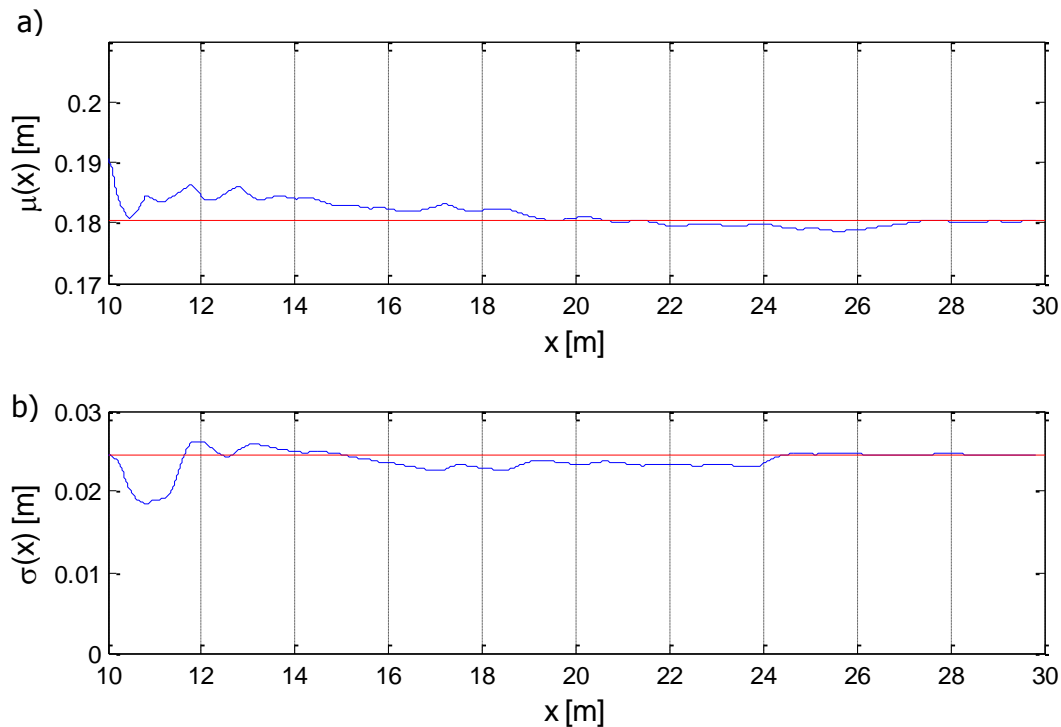


Bild 4-5: Kumulative Momente $\mu(x)$ und $\sigma(x)$ der Flächendaten $Z(x,y)$ von W2T3

Beide Momente nähern sich schneller an ihre Grenzwerte an als in der Auswertung des Längsschnitts. Ab ca. $x = 20$ m weichen sie kaum noch von ihren Endwerten ab, wenngleich $\sigma(x)$ bei $x = 24$ m nochmals ansteigt. Die Darstellung der Flächendaten $z(x,y)$ in Bild 4-2 zeigt, dass sich an dieser Stelle am rechten Rinnenrand ($y = 0$ m) ein Kolk befindet, der tiefer liegt als die übrigen Sohldaten und somit einen Anstieg von $\sigma(x)$ bewirkt. Der Mittelwert von $Z(x,y)$ ist geringfügig anders ($\mu = 0,1805$) als der des zuvor untersuchten einzelnen Längsschnitts ($\mu = 0,1815$). Ein deutlicher Unterschied besteht zwischen der Standardabweichung von $z(x,y)$ ($\sigma = 0,0244$ m) und der des Längsschnitts $z(x)$ ($\sigma = 0,0211$ m). Mögliche Ursachen hierfür sind, dass $z(x)$ nicht genügend Daten enthält, um den Prozess über die Standardabweichung zu beschreiben oder dass $z(x)$ durch die Bedingungen in der Rinne andere Eigenschaften hat als $z(x,y)$.

Um die Eigenschaften von $z(x,y)$ weiter zu untersuchen, werden die Mittelwerte der einzelnen Längsprofile gebildet, so dass ein mittleres Querprofil $z(y)$ für die Flächendaten vorliegt (Bild 4-6a). Bild 4-6b zeigt das Querprofil der trendbereinigten $z(y)$. Die Daten zeigen ein deutliches Quergefälle, das auch durch die unterschiedlich ausgeprägten Kolke an den Rinnenrändern hervorgerufen wird. Demnach unterliegt $z(x,y)$ in Richtung beider ebenen Achsen einem Trend. Zudem liegt die mittlere Sohle in der Nähe der Seitenwände bei $y = 0$ m und $y = 2$ m deutlich niedriger als im mittleren Teil der Rinne zwischen $y = 0,5$ m und $y = 1,5$ m. Somit hat $z(x,y)$ in den Randbereichen der Rinne systematisch andere Erwartungswerte als in der Rinnenmitte. Durch die tiefer liegende Sohle an den Rinnenrändern erhöht sich auch die Standardabweichung der Flächendaten, wodurch die zuvor festgestellte Abweichung zwischen den σ -Werten von $z(x,y)$ und $z(x)$ erklärt werden kann.

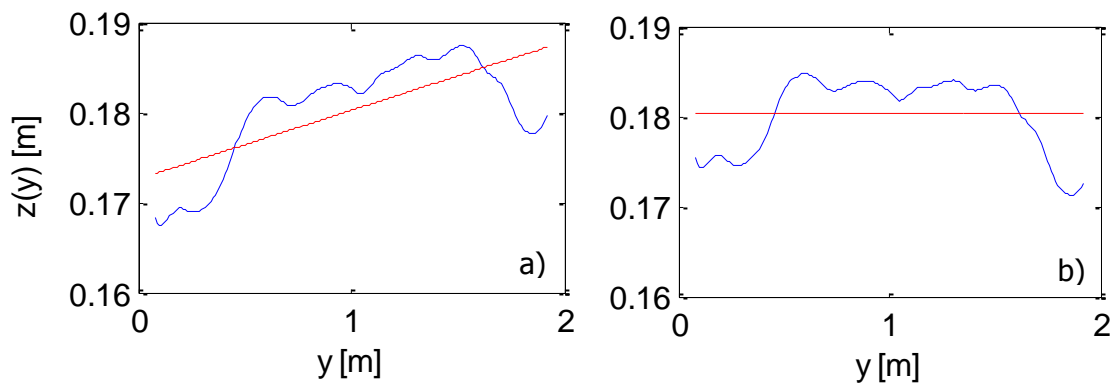


Bild 4-6: Mittlere Sohlenquerschnitte $z(y)$ der Sohldaten mit a) Quergefälle und b) der trendbereinigten Daten $Z(x,y)$ von W2T3

Wie die Darstellung des Beispiel-Längsschnitts $z(x)$ zeigt, können die Dünensohlen in Längsrichtung durch Sohlschwankungen beeinflusst sein, die wesentlich größer sind, als die Längen der Dünen (Bild 4-4a). Um dies näher zu untersuchen, werden im nächsten Schritt die 10 trendbereinigten Flächendatensätze aller Versuchstage analysiert. Dabei werden die Mittelwerte der Sohlhöhen in x -Richtung in Mittelungsintervallen von 2 m über die ganze Rinnenbreite gebildet. Somit ist die Mittelungslänge größer als die mittlere Dünenlänge, die um 1 m beträgt (s. Bild 4-4). Die erhaltenen Längsschnitte $z_m(x)$ sind in Bild 4-7 getrennt für die drei unterschiedlichen Wassertiefen dargestellt. Die mittleren Höhen des Versuchsabschnitts W1 sind über die Rinnenlänge relativ konstant. In den Abschnitten W2 und W3 streuen die gemittelten Höhen unterstrom von $x = 18$ m deutlich. Insgesamt nehmen die Abweichungen der Sohlhöhen mit steigenden Wassertiefen (und größer werdenden Dünen) zu. Demnach unterliegt die Sohle wassertiefenabhängig langwelligen Schwankungen, die im unteren Rinnenteil stärker ausgeprägt sind.

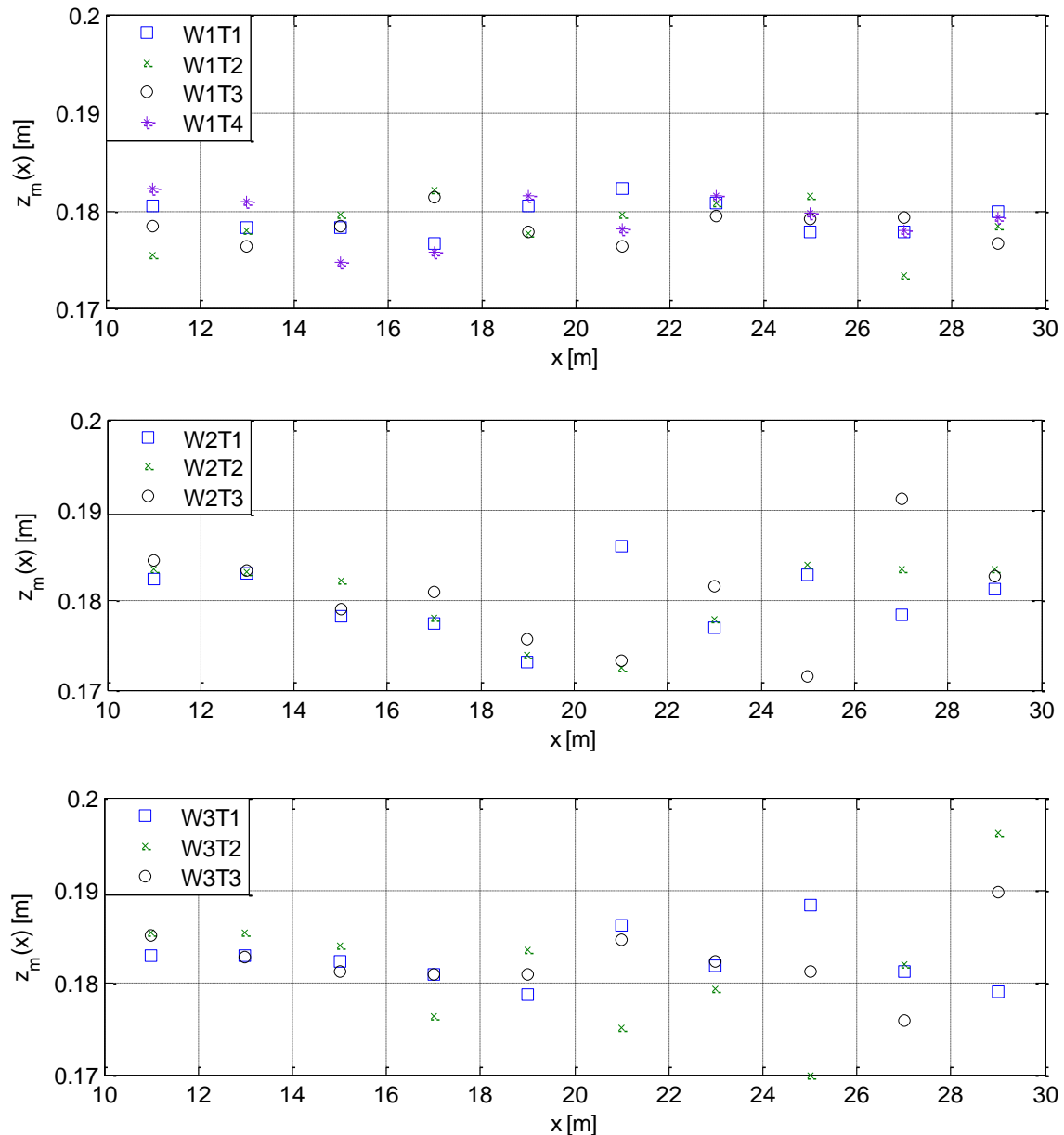


Bild 4-7: Längsschnitte der Sohlhöhen aus den trendbereinigten Flächendaten gemittelt in Längsintervallen von 2 m für die einzelnen Versuchstage, getrennt nach W1, W2 und W3

In einem weiteren Schritt werden die Daten aus den Diagrammen in Bild 4-7 für Versuche derselben Wassertiefe zu Mittelwerten $\overline{z_m(x)}$ zusammengefasst. Der Überstrich kennzeichnet dabei die zeitliche Mittelung. Das Ergebnis ist in Bild 4-8 dargestellt. In den Mittelwerten heben sich große Schwankungen aus Bild 4-7 nahezu auf. Lediglich die Sohlen der Versuche W2 liegen bei $x = 19$ m tiefer und bei $x = 27$ m nennenswert höher als in den umliegenden Abschnitten. Räumliche und zeitliche Schwankungen (infolge eines dynamischen Gleichgewichts) können demnach durch die Mittelwertbildung der Ergebnisse aufeinander folgender Versuchstage kompensiert werden.

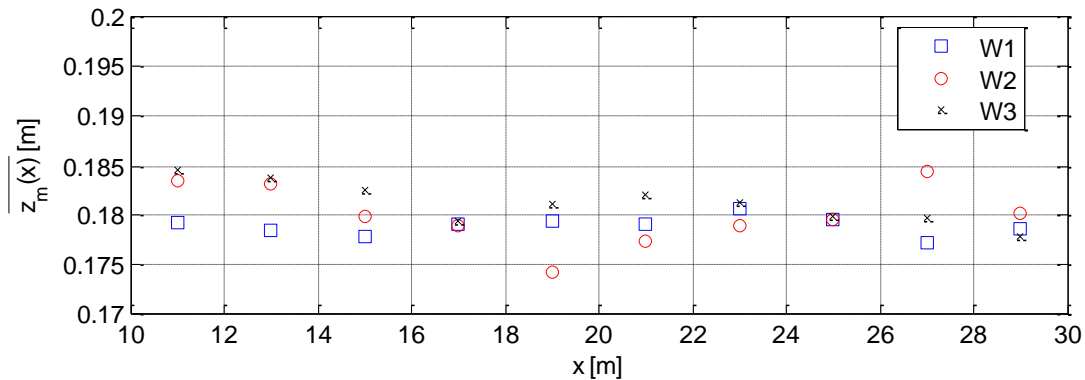


Bild 4-8: Mittelwerte der Sohlhöhen aus den trendbereinigten Flächendaten gemittelt nach Wassertiefe für alle Versuche und über Intervalle von 2 m

An dieser Stelle muss angemerkt werden, dass sich große Wellenlängen über Filter aus den Daten entfernen ließen. Eine zentrale These der vorliegenden Arbeit ist aber, dass die statistische Analyse der Sohlformen geometrischen Verfahren überlegen ist, da keine Ausschlusskriterien eingebunden werden müssen. Daher wird auf die Filterung der Daten vor der Analyse verzichtet.

Bei der Analyse der Flächendaten wurde festgestellt, dass in der Nähe der Rinnenwände die Sohle tiefer liegt als in Rinnenmitte (Bild 4-6). Um diesen Umstand für die Flächendaten aller Versuchstage näher zu untersuchen, werden aus den Flächendaten der Abschnitte gleicher Wassertiefen mittlere Querschnitte der Versuchssohlen erstellt. Die Darstellung der Ergebnisse in Bild 4-9 zeigt, dass die Mittelgrundbildung zwischen $0,5 \text{ m} < y < 1,5 \text{ m}$ mit steigenden Wassertiefen und größer werdenden Sohlformen stärker ausgeprägt wird.

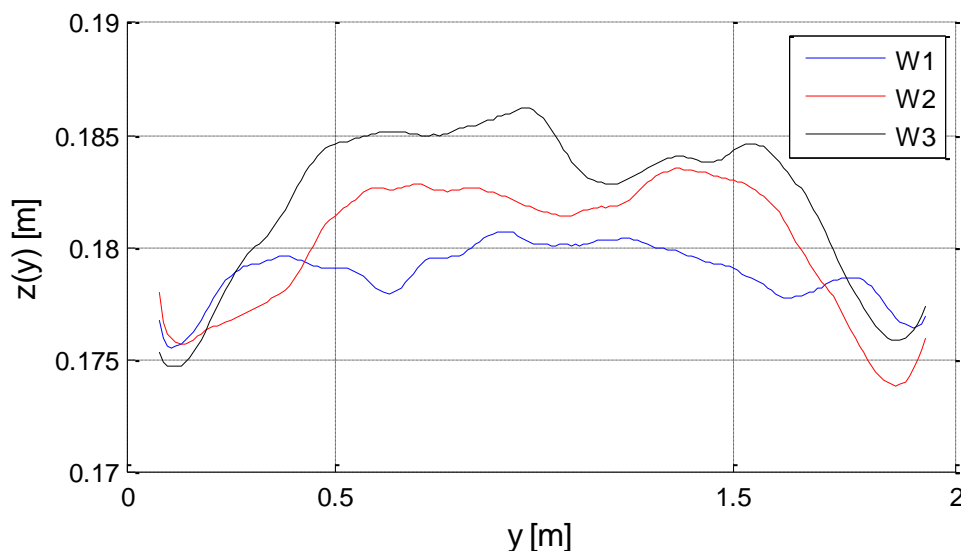


Bild 4-9: Mittlere $z(y)$ für die Daten der Versuche W1, W2 und W3

Um die räumliche Abhängigkeit der Sohle von den Randbedingungen in der Rinne weiter zu untersuchen, wurden die $\mu(x)$ und $\sigma(x)$ für alle Längsschnitte des Beispieldatensatzes W2T3 in Bild 4-10 als Farbfläche dargestellt. Demnach erreichen alle Längsschnitte bezüglich der Sohlhöhe und der Standardabweichung auf den untersten 5 Metern annähernd Gleichge-

wichtswerte. Die anhand der Auswertung der Querschnitte $z(y)$ festgestellte Abhängigkeit der Sohlhöhe von der Lage im Querprofil zeigt sich auch in der flächigen Darstellung von $\mu(x)$, wonach in Rinnenmitte größere Werte auftreten, als an den Rändern. Auffällig ist, dass auch $\sigma(x)$ einer Abhängigkeit von y unterliegt. Die Standardabweichung ist in Rinnenmitte und an den Rinnenrändern größer als in den Bereichen dazwischen, wie an dem Muster in der flächigen Darstellung zu erkennen ist.

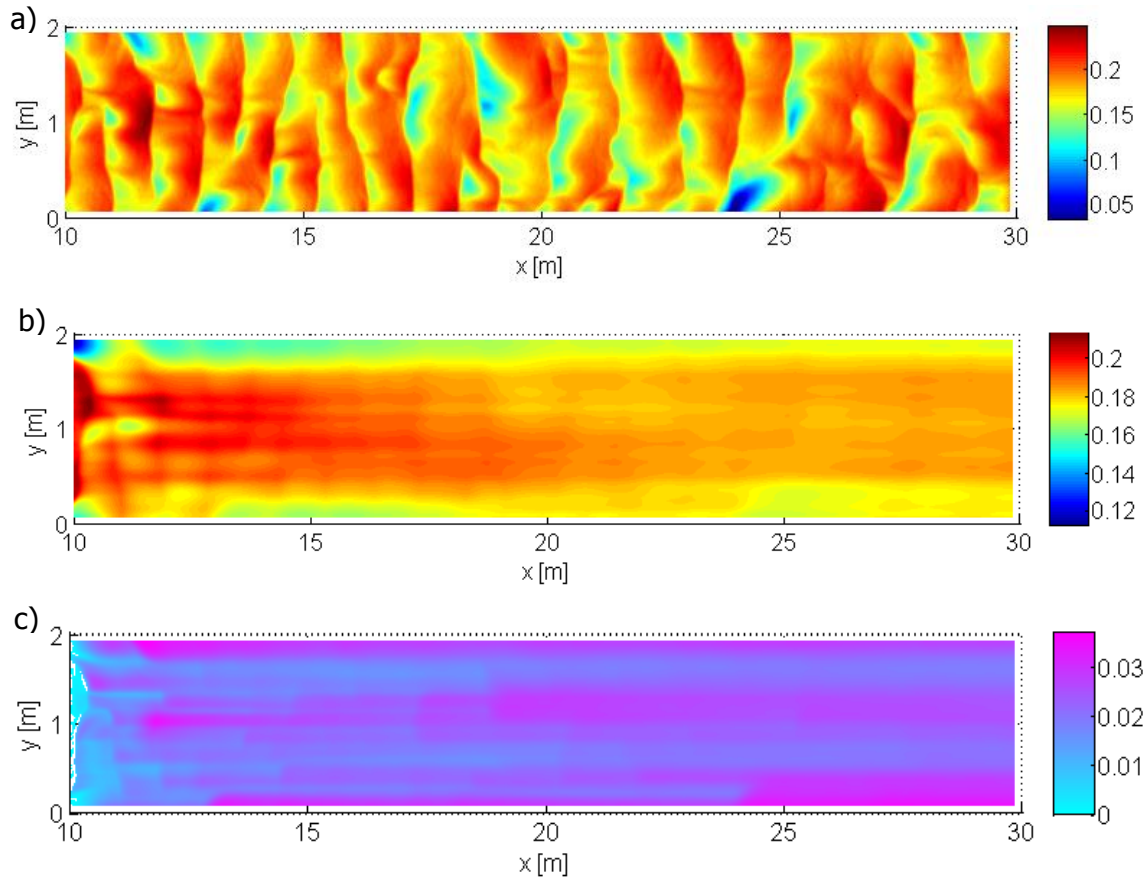


Bild 4-10: a) Trendbereinigte $z(x,y)$, b) $\mu(x)$ und c) $\sigma(x)$ des Beispieldatensatzes, alle Skalen in [m]

Zur Verdeutlichung der Abhängigkeit beider Parameter von y sind die für die Längsschnitte gemittelten Sohlhöhen und Standardabweichungen $z(y)$ und $\sigma(y)$ (entsprechen den Querschnitten bei $x = 29,8$ m in Bild 4-10b/c) in Bild 4-11 gegeben. Der Querschnitt $z(y)$ ist redundant mit Bild 4-6b und hier für die Übersicht nochmals dargestellt. Aus Bild 4-11 wird der Einfluss der Seitenwände auf die Sohle deutlich.

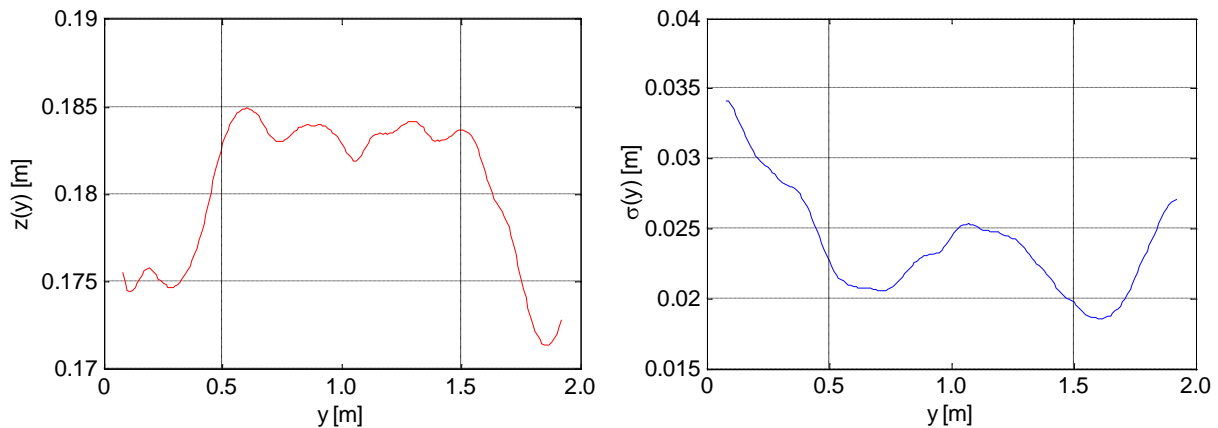


Bild 4-11: Über die Rinnenlänge gemittelte Sohlhöhen $z(y)$ und Standardabweichung $\sigma(y)$ des Beispieldatensatzes

Die Flächendaten unterliegen insofern auch einer zeitlichen Auflösung, da nach jedem Versuchstag die Rinnensohle vermessen wurde (s. Kapitel 3). Die Werte von μ und σ in Abhängigkeit der Versuchszeit wurden für die trendbereinigten Flächendatensätze $z(x,y)$ berechnet. Dabei ist wichtig, dass σ räumlich aus

4-2

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m (z_{ij} - \mu)^2}{n \cdot m - 1}}$$

berechnet wurde. Das Ergebnis ist in Bild 4-12 geben. Der Verlauf der Mittelwerte μ zeigt, dass bis zum dritten Versuchstag eine leichte Erosion stattfand[♣]. Zum Ende der Versuche mit der geringsten Wassertiefe W1 ($t = 24$ h) steigt der Mittelwert leicht an. Mit dem Wechsel zur mittleren Wassertiefe W2 ($t = 30$ h) steigt der Mittelwert an und bleibt für die verbleibenden 2 Versuchstage mit W2 annähernd konstant. Mit dem Wechsel zu den Versuchen der größten Wassertiefe W3 ($t = 48$ h) steigt der Mittelwert erneut und bleibt erneut bis zum Versuchsende annähernd konstant.

[♣] Dazu muss angemerkt werden, dass die ebene Sohle zu Beginn der Versuche bewusst etwas höher eingebaut wurde als die spätere mittlere Sohlage, da Voruntersuchungen ergaben, dass sich Versuche durch Erosion, also von „oben“, schneller einem dynamischen Gleichgewicht näherten als Versuche, die auf Zielniveau oder darunter begonnen wurden.

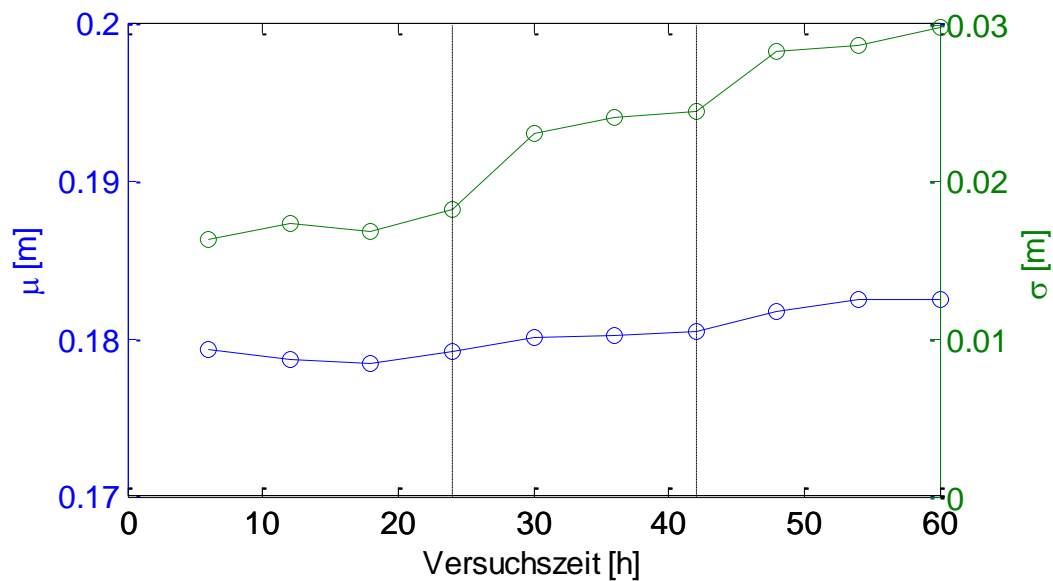


Bild 4-12: Mittelwert μ und Standardabweichung σ der Flächendaten, vertikale Linien kennzeichnen die Wechsel zwischen den Durchflüssen im Modell

Die Standardabweichung σ schwankt für W1, W2 und W3 leicht und verzeichnet mit dem letzten Versuchstag der jeweiligen Wassertiefen einen leichten Anstieg. Deutlich ist der Anstieg der Standardabweichung nach den Wechseln auf die nächst größeren Wassertiefen. Der Wechsel zwischen den drei verschiedenen Dünenregimes vollzieht sich demnach fast vollständig während des ersten Versuchstages. Somit ist anzunehmen, dass die Schwankungen an den darauf folgenden Versuchstagen des gleichen Regimes auf natürliche Variabilität zurückzuführen sind und kein Gleichgewichtsproblem darstellen.

Die geometrische Beschaffenheit der Dünen wird in Kapitel 5 untersucht.

4.3 Zeitreihen

Während der Versuche wurden Zeitreihen der Dünenfelder photogrammetrisch vermessen. Anders als bei der Aufnahme der Gesamtsohle zum Ende eines Versuchstages, stand das Messsystem für diese Aufnahmen stationär über einem Ausschnitt der Sohle (Aufnahmefeld F5, Bild 4-13). Der zeitliche Abstand zwischen den Aufnahmen der Zeitreihe betrug 20 s. Somit ergab sich pro Versuchstag für eine Zeitreihe über 6 h eine Sequenz von 1080 Einzelbildern und für eine Versuchsserie von 10 Tagen entsprechend 10800 Einzelbilder.

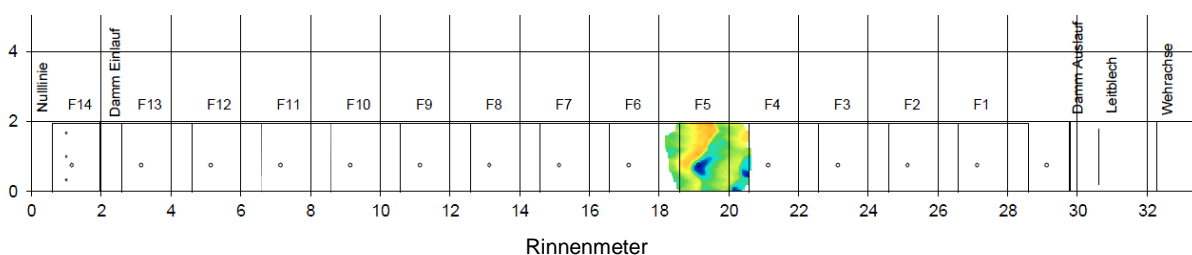


Bild 4-13: DGM einer Einzelfeldaufnahme von F5 aus der Zeitreihe

Da die Aufnahmen der Zeitreihen durch das bewegte Wasser erfolgten und die Strömung über den Dünenfeldern durch Turbulenzballen Licht absorbierte, konnte die Sohle der Zeitreihe nicht zuverlässig bis in die Randbereiche der Rinne, wo die Leistung des photogrammetrischen Systems wegen schwächerer Lichtleistung des Projektors geringer ist, aufgenommen werden. Daher wird aus dem ca. 2 m x 2 m großen Aufnahmebereich (Bild 4-13) vor der Auswertung ein mittiges, 1 x 1 m² großes Areal herausgeschnitten, welches den Rinnebereich von $x = 19$ bis 20 m und $y = 0,5$ bis 1,5 m enthält. Dieses Areal wurde mit dem Verfahren der inversen Abstandsquadrate in ein DGM mit einer Auflösung von 0,01 m x 0,01 m auf ein 100 x 100 großes Raster interpoliert. Somit ist die Auflösung des Rasters feiner als die des aufprojizierten Rasters (ca. 0,02 m x 0,02 m). Die feinere Rasterung wurde gewählt, um für die Kreuzkorrelationsanalyse in Kapitel 6 eine bessere räumliche Auflösung zu schaffen. Die Daten der Dünenfelder wurden zuvor für beide Rasterungen anhand ihrer Verteilungsfunktionen und mittels Spektralanalyse auf Artefakte infolge der höheren Auflösung verglichen (hier nicht gezeigt, für die Anwendung der statistischen Verfahren s. Kapitel 5.2). Dabei wurden keine Unterschiede festgestellt, womit durch die feinere Rasterung die Dünengeometrie nicht verändert wird.

Da im betrachteten Sohlausschnitt einige Sohlaufnahmen vereinzelte Datenlücken enthielten und um die Datenmenge zu reduzieren, erfolgte eine Mittelung der Höhenwerte $z(x,y)$ über 3 Zeitschritte. Der zeitliche Abstand der aufbereiteten DGM der Zeitreihe beträgt somit 60 s. Die Daten der Zeitreihen wurden nicht räumlich trendbereinigt, da wegen des im Vergleich zu den Flächendaten kleinen Aufnahmebereichs das Gefälle kaum einen Einfluss auf die Ergebnisse hat und eine Trendbereinigung zu einer Verzerrung der Daten führen kann, wenn die Länge des Profils lediglich einer Dünenlänge entspricht.

Ausgewählte Ausschnitte der Zeitreihe sind in Bild 4-14 dargestellt. Nach dem Versuchsbeginn mit ebener Sohle bilden sich zunächst kleine Sohlformen mit geradem Frontverlauf aus. Nach der ersten Versuchsstunde sind die Dünen bereits dreidimensional.

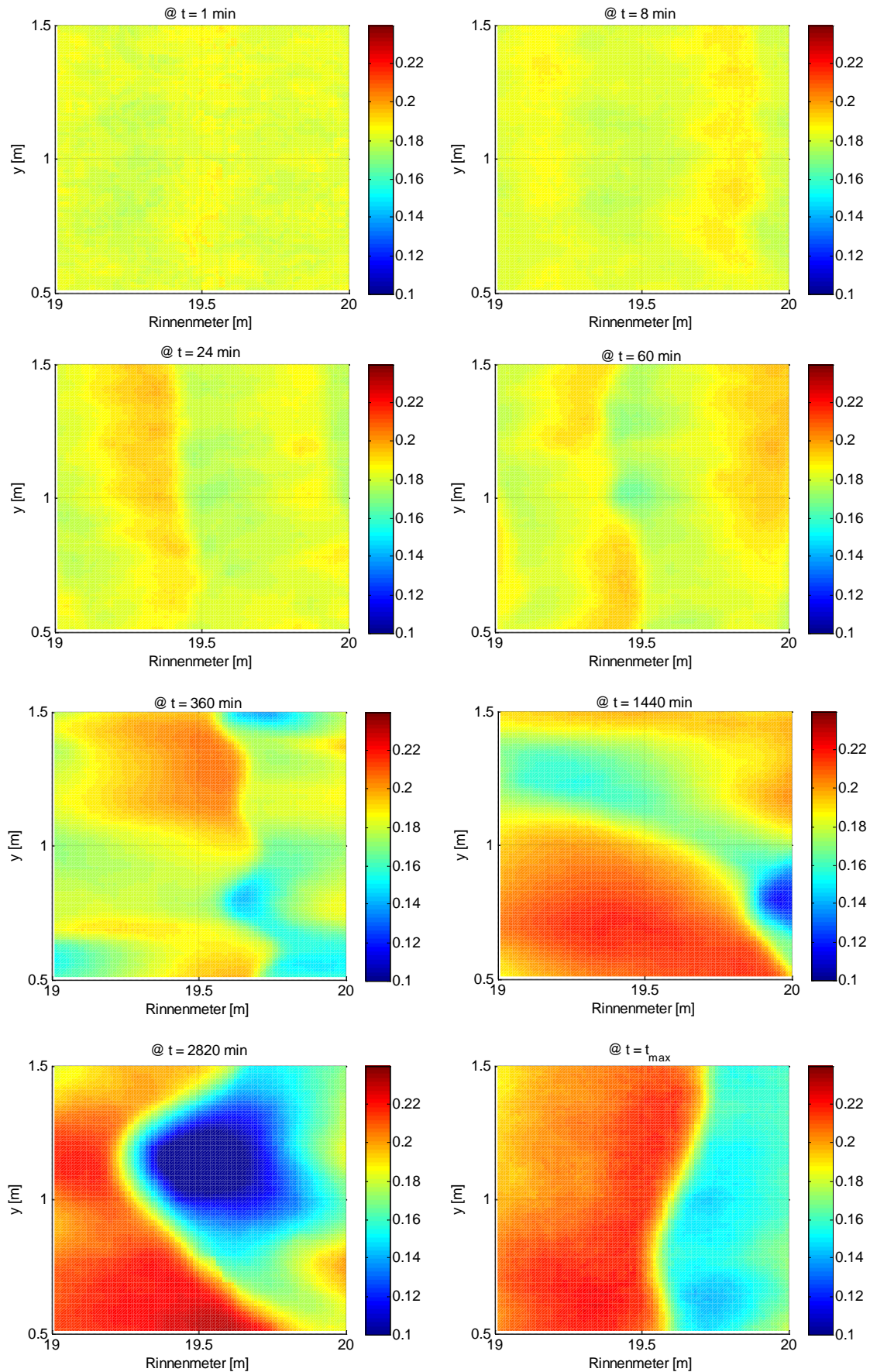


Bild 4-14: DGM der Zeitreihe zu verschiedenen Zeitpunkten, Farbskala [m] über Rinnenboden

Die Zeitreihe wird nach den Versuchen der 3 Wassertiefen W1, W2 und W3 (s. Kapitel 3.1) unterteilt. Zudem werden die ersten 6 Stunden des ersten Versuchstags, die die Ausbildung der Dünen von der ebenen Sohle beinhalten, für die Auswertung der Zeitreihen in einem Bereich W0 gesondert betrachtet. Bild 4-15 zeigt einen exemplarischen Zeitschnitt $z(t)$ über die gesamte Zeitreihe.

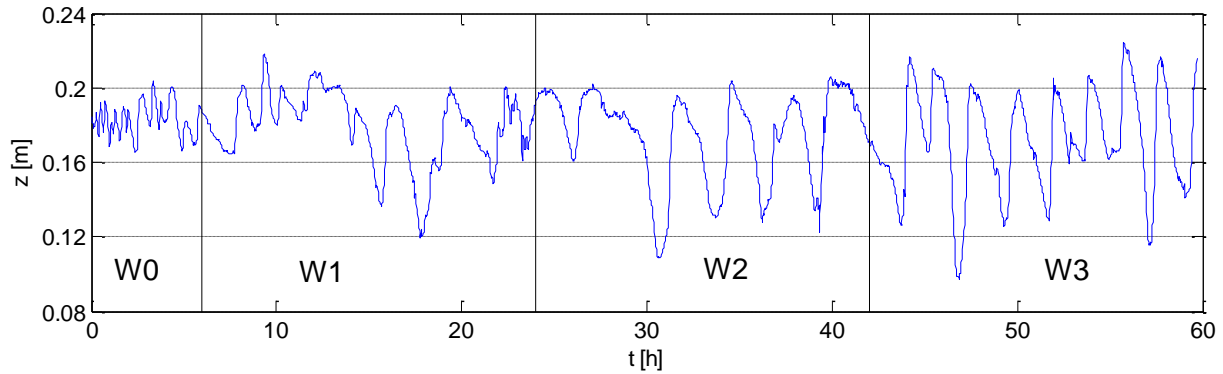


Bild 4-15: Exemplarischer Zeitschnitt $z(t)$, vertikale Linien kennzeichnen die Übergänge der Versuchabschnitte W0, W1, W2 und W3 mit Wechsel der Wassertiefen bei $t = 24$ h und $t = 42$ h.

Die kontinuierlich aufgenommenen Zeitreihen, umfassen deutlich weniger räumliche Daten als die Flächendaten (Kapitel 4.2). Da die Daten der Zeitreihen sowohl eine räumliche Auflösung als auch eine zeitliche Auflösung besitzen, kann mit ihnen der Prozess $Z(x,y,t)$ beschrieben werden.

Zunächst werden der räumliche Mittelwert μ_k und die räumliche Standardabweichung σ_k für die Sohlhöhen der Zeitreihe zu jedem Zeitschritt k nach Gleichung 4-3 berechnet.

$$\mu_k = \frac{1}{m \cdot n} \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n (z_{ij})_k \quad 4-3$$

$$\sigma_k = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n ((z_{ij})_k - \mu_k)^2}{m \cdot n - 1}}.$$

Darin sind i,j Laufvariablen und z_{ijk} ist die Sohlhöhe am räumlichen Knoten i,j zum Zeitpunkt k und m und n die Anzahl an Knoten in x - bzw. y - Richtung. Die Fluktuation der so berechneten Momente in Bild 4-16 zeigt, dass die räumliche Ausdehnung der Zeitreihen von 1 m^2 zu gering ist, um stationäre Daten zu einem diskreten Zeitpunkt t zu enthalten. Die als offene Punkte ebenfalls dargestellten Sohlhöhen und Standardabweichungen der Flächendaten aus Bild 4-12 liegen ab den Versuchen W2 ($t > 24$ h) für beide Parameter im Mittel oberhalb der Werte der Zeitreihen. Die recht deutliche Abweichung von μ_k während W2 ($24 \text{ h} < t < 42 \text{ h}$)

ist durch die Abweichung der mittleren Höhen der Flächendaten zu erklären (Kapitel 4.2).[▲] Die mittleren Sohlhöhen liegen dort nach der Trendbereinigung im Aufnahmebereich der Zeitreihe $19\text{ m} < x < 20\text{ m}$ im Mittel ca. 5 mm tiefer als die umliegenden Bereiche (Bild 4-8). Somit liegt der Bereich, in dem die Daten der Zeitreihe liegen, während W2 systematisch tiefer liegt als die anschließenden Bereiche.

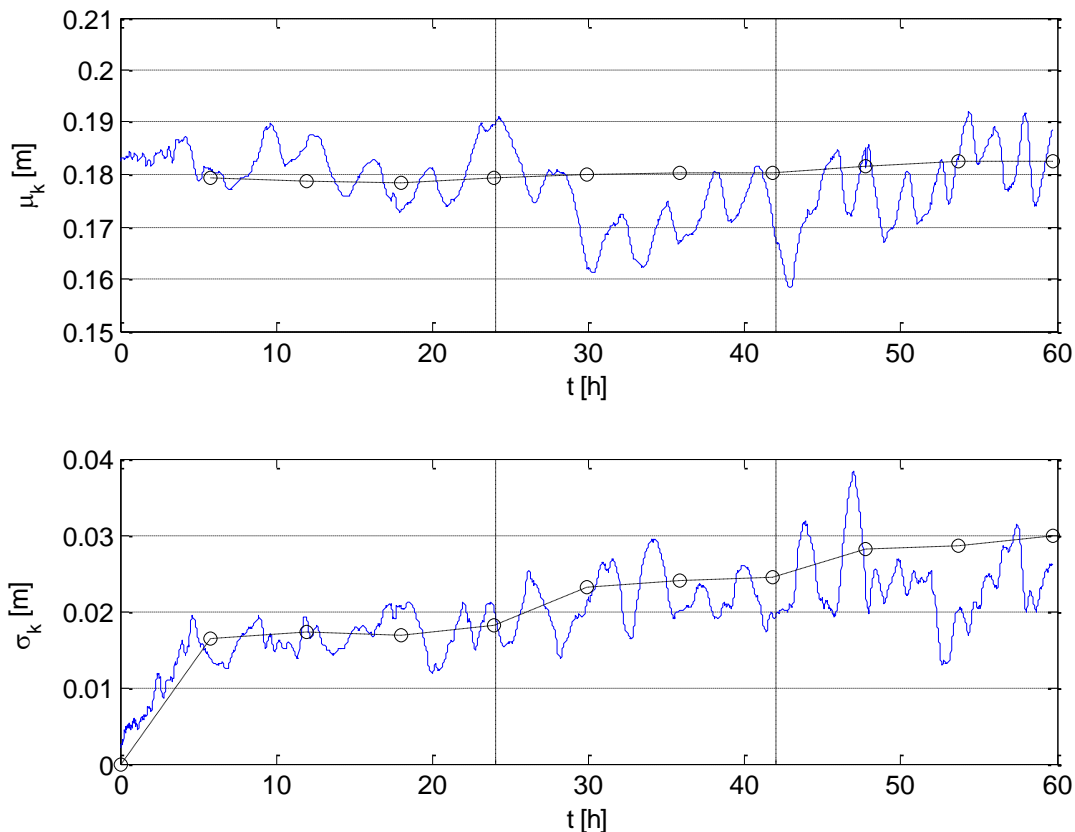


Bild 4-16: Mittelwert μ_k (oben) und Standardabweichung σ_k (unten) der Zeitreihe in Abhängigkeit der Versuchszeit. Gestrichelte Linie mit Punkten zeigen μ und σ der Flächendaten (s. Bild 4-12), vertikale Linien kennzeichnen die Wechsel der Wassertiefen im Modell

Es wurde bereits in Kapitel 4.2 festgestellt, dass die Sohle in der Nähe der Rinnenränder zwischen $y < 0,5\text{ m}$ und $y > 1,5\text{ m}$ tiefer liegt als in Rinnenmitte (Bild 4-9), wodurch σ_k der Flächendaten im Mittel größer ist als für die Zeitreihe, die nur den mittleren Rinnenmeter umfasst. Zudem zeigte die Auswertung in Kapitel 4.2, dass der Unterschied der Sohlhöhen in Rinnenmitte und an den Rändern mit steigender Wassertiefe stärker ausgeprägt ist, was sich

[▲] Wie ausgeführt wurde, wurden die Daten der Zeitreihe nicht trendbereinigt, da mehrere Dünen im Beobachtungsfenster vorliegen müssen, um einen Trend richtig zu erkennen, was bei den Zeitreihen nicht gegeben ist. Die Flächendaten umfassen den Bereich von $x = 10$ bis $29,85\text{ m}$. Sie werden also bei der Trendentfernung um die Achse bei $x = 19,925$ gekippt. Die Mitte des Bereichs der Zeitreihen liegt bei $x = 19,50\text{ m}$. Somit liegen die Sohlhöhen der Zeitreihen, ein Sohlgefälle $I = 0,0006$ vorausgesetzt, $2,5 \cdot 10^{-4}\text{ m}$ höher als die gekippten Flächendaten desselben Ausschnitts. Da für die Auswertung der Submillimeterbereich keine Rolle spielt, wurde diese Abweichung ignoriert.

in der mit steigenden Wassertiefen größer werdenden Abweichung von σ_k in Bild 4-16 widerspiegelt.

Um die Entwicklung der Datenmenge in Abhängigkeit der Zeit zu untersuchen, werden der kumulative Mittelwert $\mu(l_t)$ und die kumulative Standardabweichung $\sigma(l_t)$ gemäß Gleichung 4-4 gebildet.

$$\mu(l_t) = \frac{1}{m \cdot n \cdot l_t} \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n \sum_{k=1}^{l_t} (z_{ijk}). \quad 4-4$$

$$\sigma(l_t) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n \sum_{k=1}^{l_t} (z_{ijk} - \mu(l_t))^2}{m \cdot n \cdot l_t - 1}}.$$

Darin sind i, j und k Laufvariablen, l_t ist die Anzahl der Datenpunkte (Aufnahmen) im Zeitbereich bis zum betrachteten Zeitpunkt t , m und n sind die Anzahl der Datenpunkte in der Ebene des betrachteten Ausschnitts. Für $l_t = 1$ gilt $\sigma(l_t) = 0$. Bei dieser Art der Berechnung werden die Momente der gesamten Datenmenge bis zum Zeitpunkt t (zum Zeitschritt l_t) über den Raum und die Zeit berechnet. Analog zu den Berechnungen der kumulativen Momente in Kapitel 4.2 werden im Folgenden $\mu(l_t)$ und $\mu(t)$ bzw. $\sigma(l_t)$ und $\sigma(t)$ synonym verwendet.

Da während des Versuchs die Wassertiefen geändert wurden, wird die Auswertung in zeitlichen Intervallen $t_{min} < t < t_{max}$ durchgeführt, in denen das Dünenregime in einem dynamischen Gleichgewicht ist. Da nach Bild 4-12 jeweils während der ersten 6 Stunden eine gute Anpassung der mittleren Sohlparameter der Flächendaten erfolgte, werden die zeitlichen Momente ab den zweiten Versuchstagen berechnet. So ergeben sich für t_{min} und t_{max} die in Tabelle 4-1 angegebenen Werte. Vor der Berechnung wurden die Zeitschnitte abschnittsweise trendbereinigt. Die Ergebnisse der Berechnung sind in Bild 4-17 und Bild 4-18 zusammen mit den Ergebnissen der vorherigen Berechnungen angegeben.

Tabelle 4-1: Auswertintervalle für die Bestimmung von $\mu(t)$ und $\sigma(t)$ der Zeitreihe

Abschnitt	t_{min} [h]	t_{max} [h]
W1	6	24
W2	30	42
W3	48	60

Die Gegenüberstellung der Mittelwerte der Zeitreihen und der Flächendaten in Bild 4-17 beinhaltet grundsätzlich die gleichen Informationen wie Bild 4-16. Das Augenmerk liegt hier auf der Entwicklung von $\mu(t)$. Während W1 erreicht $\mu(t)$ nach 12 ausgewerteten Versuchsstunden ($t = 18$ h) ein Gleichgewicht, welches gut mit dem Ergebnis der Flächendaten übereinstimmt. Bei W2 steigt $\mu(t)$ bis zum Ende hin an, was dafür spricht, dass sich die Sohle bezüglich des Mittelwerts bei W2 nicht im Gleichgewicht befindet. Die systematische Abweichung des Mit-

telwerts der Flächendaten in Abschnitt W2 wurde bereits diskutiert. Gegen Ende von W3 ($t = 57$ h) erreicht $\mu(t)$ ebenfalls ein Gleichgewicht.

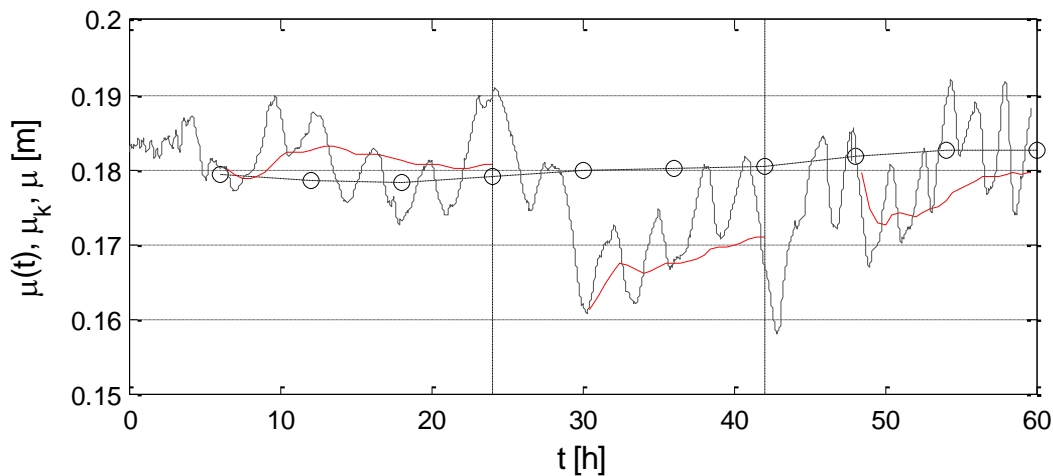


Bild 4-17: Kumulative Mittelwerte der Sohlhöhen $\mu(t)$ der Zeitreihen ab den zweiten Versuchstagen der Versuchsabschnitte (rot), μ_k für die Zeitreihe aus Bild 4-16 (grau) und μ der Flächendaten (offene Punkte) in Abhängigkeit der Versuchszeit

Die Entwicklung von $\sigma(t)$ in Bild 4-18 legt nahe, dass sich die Sohle bezüglich der Standardabweichung am Ende der Versuchsabschnitte im Gleichgewicht befindet. Für W1 und W2 zeigt sich zudem eine gute Übereinstimmung zwischen den Werten der Zeitreihe und denen der Flächendaten. Die systematische Abweichung durch geringere Sohlhöhen an den Rinnenrändern wurde bereits diskutiert. Zum Vergleich wurde in Bild 4-18 auch die Standardabweichung der Flächendaten des mittleren Rinnenmeters zwischen $0,5 \text{ m} < y < 1,5 \text{ m}$ aufgetragen.

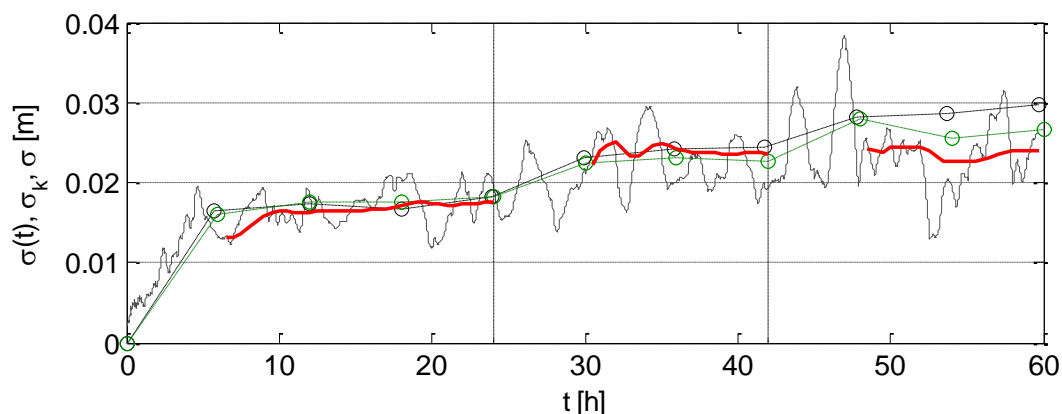


Bild 4-18: Kumulative Standardabweichung der Sohlhöhen $\sigma(t)$ der Zeitreihen ab den zweiten Versuchstagen der Versuchsabschnitte (rot), σ_k für die Zeitreihe aus Bild 4-16 (grau), σ der Flächendaten (offene schwarze Punkte) in Abhängigkeit der Versuchszeit, grüne offene Punkte zeigen σ des mittleren Rinnenmeters ($0,5 < y < 1,5 \text{ m}$) der Flächendaten

Für gewöhnlich bestehen Zeitreihen von Sohldaten aus Punktmessungen, aus deren Ergebnis auf den Gesamtprozess der Dünenwanderung geschlossen wird (s. Kapitel 2.2). Ein solches Vorgehen ist möglich, wenn die Daten verschiedener Punktmessungen die gleiche Verteilung besitzen (Kapitel 2.4.1). Um zu überprüfen, inwieweit die vorliegenden Daten diese

Voraussetzung erfüllen, wird im Folgenden die kumulative Standardabweichung $\sigma_{ij}(l_t)$ einzelner Zeitschnitte an den Knoten i,j nach Gleichung 4-5 für $t_{min} < t < t_{max}$ (Tabelle 4-1) untersucht. Zudem wird aus den $\sigma_{ij}(l_t)$ eine mittlere Standardabweichung der Zeitreihe $\sigma_m(l_t)$ zum Zeitpunkt t (bzw. Zeitschritt l_t) berechnet (Gleichung 4-6), die sich von der nach Gleichung 4-4 berechneten Standardabweichung $\sigma(l_t)$ insofern unterscheidet, als dass die Ergebnisse nur die Veränderung über den Zeitbereich widerspiegeln. Da die Berechnungsergebnisse nicht für alle Zeitschnitte angezeigt werden können, sind in Bild 4-19 nur die Hüllkurven der $\sigma_{ij}(l_t)$ sowie $\sigma_m(l_t)$ dargestellt. Durch Ersetzen der Zeitschritte l_t durch t nach der Berechnung können die Berechnungsergebnisse in Abhängigkeit der Versuchszeit dargestellt werden.

$$\sigma_{ij}(l_t) = \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^{l_t} ((z_{ij})_k - \mu_{ij})^2}{l_t - 1}}, \quad \sigma_{ij}(1) = 0. \quad 4-5$$

$$\sigma_m(l_t) = \frac{\sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n \sigma_{ij}(l_t)}{m \cdot n} \quad 4-6$$

Der Verlauf der Hüllkurven in Bild 4-19 zeigt, dass die Eigenschaften einzelner Zeitschnitte (Zeitreihen an den einzelnen Messpunkten) unterschiedlich sind. Sowohl die unteren als auch die oberen Hüllkurven nähern sich mit der Zeit dem Mittelwert an. Wenn die Randbedingungen in dem 1 m² großen Ausschnitt der Zeitreihe identisch sind und keine ortsabhängigen Unterschiede auftreten (vgl. Kapitel 4.2), müssen die $\sigma_{ij}(t)$ mit $t \rightarrow \infty$ theoretisch den Endwert $\sigma_m(t)$ erreichen.

Der Mittelwert $\sigma_m(t)$ steigt zu Beginn weniger stark an als $\sigma(t)$ in Bild 4-18, was daran liegt, dass nur der Zeitbereich analysiert wurde. Die Endwerte der $\sigma_m(t)$ liegen hingegen nur geringfügig unter denen der $\sigma(t)$.

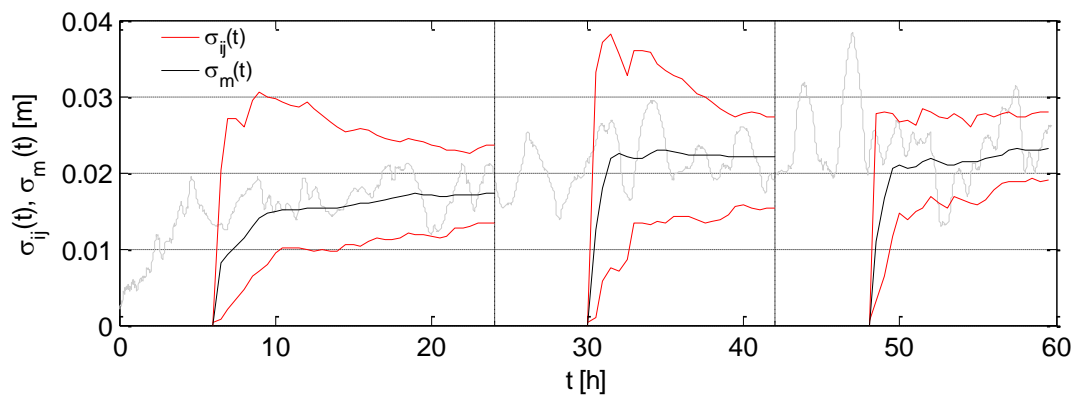


Bild 4-19: Hüllkurven der Zeitschnitte $\sigma_{ij}(t)$ der Zeitreihe und Mittelwerte der Zeitschnitte der Zeitreihe $\sigma_m(t)$

Um den räumlichen Einfluss auf $\mu_{ij}(t)$ und $\sigma_{ij}(t)$ festzustellen, sind deren Werte für jeden Knotenpunkt i,j der Zeitreihe am Ende der Versuchsabschnitte W1, W2 und W3 in Bild 4-20 dargestellt. Obwohl die mittleren Momente der Zeitreihe zum Ende der Versuchsabschnitte in

den vorherigen Abbildungen gegen ein Gleichgewicht streben, zeigen diese eine große räumliche Heterogenität, die mit steigender Wassertiefe zunimmt.

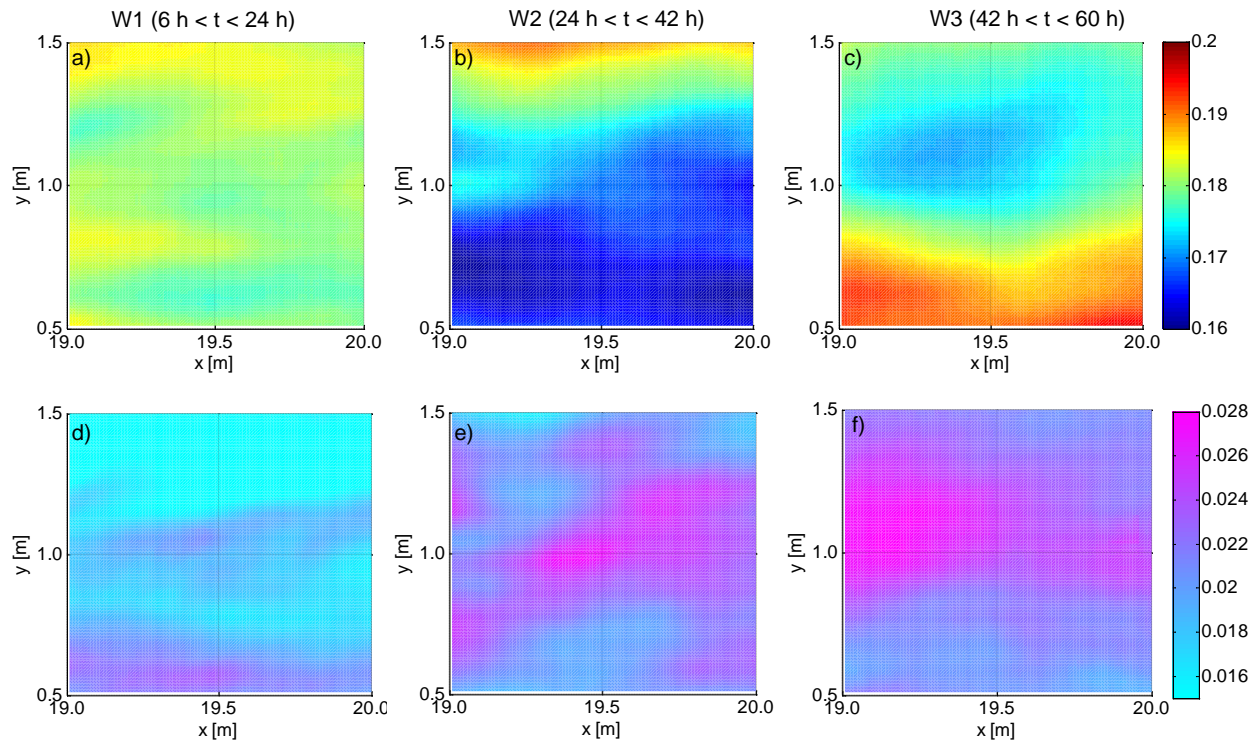


Bild 4-20. $\mu_{ij}(t_{max})$ (oben) und $\sigma_{ij}(t_{max})$ am Ende der Versuchsabschnitte W1 (a, d), W2 (b, e) und W3 (c, f), Farbskala in [m]

Um die räumliche Heterogenität bezüglich $\mu_{ij}(t)$ und $\sigma_{ij}(t)$ zu quantifizieren, werden die Differenzen $\Delta\mu(t_{max})$ und $\Delta\sigma(t_{max})$ aus den Maximal- und Minimalwerten der $\mu_{ij}(t_{max})$ und $\sigma_{ij}(t_{max})$ aus Bild 4-20 berechnet. Die Ergebnisse sind zusammen mit der Standardabweichung am Ende der Versuchsabschnitte $\sigma(t_{max})$ in Tabelle 4-2 gegeben. Im Falle von $\Delta\sigma(t_{max})$ entspricht das Ergebnis dem Ordinatenabstand der Hüllkurven der Zeitschnitte zum Ende der Versuchsabschnitte in Bild 4-19.

Tabelle 4-2: Maximale Differenzen $\Delta\mu(t_{max})$ und $\Delta\sigma(t_{max})$, sowie mittlere Standardabweichung $\sigma(t_{max})$ am Ende der Versuchsabschnitte ($t = t_{max}$, s. Tabelle 4-1)

Abschnitt	$\Delta\mu(t_{max})$ [m]	$\Delta\sigma(t_{max})$ [m]	$\sigma(t_{max})$ [m]	$\Delta\sigma(t_{max})/\sigma(t_{max})$
W1	0,0093	0,0103	0,0173	0,60
W2	0,0304	0,0119	0,0221	0,54
W3	0,0240	0,0091	0,0231	0,39

Die Gegenüberstellung von $\Delta\sigma(t_{max})$ und $\sigma(t_{max})$ in Tabelle 4-2 zeigt, dass die räumliche Heterogenität bezüglich der Standardabweichung der Zeitschnitte in der Größenordnung von 50% des Mittelwerts der Standardabweichung liegt. Diese Ergebnisse werden zusammen mit den Ergebnissen der Analyse der Flächendaten (Kapitel 4.2) in Kapitel 4.5 diskutiert.

4.4 Verteilungsfunktionen der Sohlhöhen

Die Datenmenge der Sohlhöhen kann durch ihre Verteilungsfunktion bzw. Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (PDF) und deren Momente beschrieben werden (s. Kapitel 2.4). Die PDF wurden um den Mittelwert und die Standardabweichung der Verteilung μ und σ normiert, so dass $z_\sigma = (z - \mu)/\sigma$ ist. Aus den Flächendaten wurde der Trend in Fließrichtung entfernt, die Zeitschnitte der Zeitreihe wurden wie in Kapitel 4.3 bestimmt und abschnittsweise trendbereinigt. Zum Vergleich wurde die Gaußsche Normalverteilung der Datensätze

$$F(z) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{1}{2}\left(\frac{z-\mu}{\sigma}\right)^2\right) \quad 4-7$$

berechnet. Bild 4-21 zeigt die PDF der Flächendaten für die jeweils letzten Versuchstage und für die Versuchsabschnitte verschiedener Wassertiefen der Zeitreihen. Nach visueller Beurteilung sind die Datenmengen dünensohlentypisch verteilt (s. Friedrich et al. 2006b, Coleman et al. 2011).

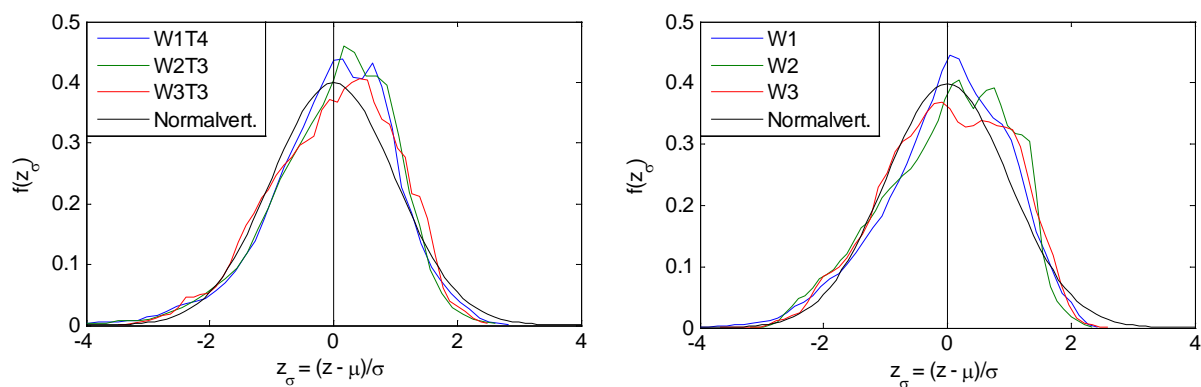


Bild 4-21: Normierte PDF $f(z_\sigma)$ der Sohlhöhen der Flächendaten der letzten Versuchstage (links) und der Versuchsabschnitte der Zeitreihen (rechts)

Die Standardabweichung σ , die Schiefe SK und die Kurtosis K aller PDF der Flächendaten und Zeitreihen sind in Tabelle 4-3 und Tabelle 4-4 angegeben. Die Berechnung der Momente erfolgt nach Gleichung 2-10 (S. 17). Auf die Analyse der Mittelwerte μ wird im Folgenden verzichtet, da diese keine zusätzliche Information über die Beschaffenheit der Dünensohle beinhalten. Die Standardabweichung der Flächendaten und der Daten der Zeitreihe wurde im vorherigen Kapitel 4.3 verglichen.

Tabelle 4-3: Momente der Verteilungsfunktionen der Zeitreihen

Abschnitt	σ [m]	SK	K
W1	0,017	-0,32	-0,29
W2	0,022	-0,65	-0,19
W3	0,023	-0,25	-0,65

Tabelle 4-4: Momente der Verteilungsfunktionen der Flächendaten

Abschnitt	σ [m]	SK	K
W1 Tag1	0,016	-0,75	1,75
W1 Tag2	0,017	-0,59	0,61
W1 Tag3	0,017	-0,64	0,37
W1 Tag4	0,018	-0,61	0,95
W2 Tag1	0,023	-0,52	0,18
W2 Tag2	0,024	-0,93	1,84
W2 Tag3	0,024	-0,84	1,74
W3 Tag1	0,028	-0,73	0,93
W3 Tag2	0,029	-0,62	0,56
W3 Tag3	0,030	-0,36	-0,74

Alle Sohlen haben mit Werten $-0,3 < SK < -1$ eine negative Schiefe, wie sie typischerweise bei den PDF von Sanddünensohlen angetroffen wird (z. B. Prent & Hickin 2001, Coleman et al. 2011). Die Werte der Kurtosis liegen mit Werten $-1 < K < 2$ im Spektrum der von Coleman et al. (2011) festgestellten Werte für Sanddünen. SK und K können zusätzliche Informationen über die Beschaffenheit der Sohle liefern. Bisher wurden beide Parameter genutzt, um eine Abgrenzung verschiedener Sohltypen (z. B. Kiessohle, Riffelbett, Dünensohle) vorzunehmen. Innerhalb der Wertebereiche der verschiedenen Sohltypen schwanken die Werte von SK und K stark (s. Coleman et al. 2011). Da in der vorliegenden Arbeit ausschließlich Dünensohlen untersucht werden, wird auf die weitere Diskussion der Aussagekraft beider Parameter verzichtet.

4.5 Diskussion

Für die Anwendung der statistischen Analyse muss bezüglich der Datenmenge schwache Stationarität oder intrinsische Stationarität vorliegen (z. B. Bendat & Piersol 2000), die in vielen Studien ohne Prüfung vorausgesetzt wird (z. B. Nordin & Algert 1966, O’Laughlin & Squarer 1967, Nordin 1971, Jain & Kennedy 1974, Nikora et al. 1997, Aberle et al. 2010a, Coleman et al. 2011). Es muss in diesem Zusammenhang erwähnt werden, dass auch bei der konventionellen Bestimmung von Düneneigenschaften (z. B. durch Messen der Dünenhöhe, -länge und -geschwindigkeit) die Datenmenge ausreichend groß sein muss, bzw. eine genügend große Anzahl individueller Dünen ausgewertet werden muss, um gültige Ergebnisse bezüglich der mittleren Düneneigenschaften zu erhalten. Per Definition müssen für die Erfüllung der schwachen Stationarität der Mittelwert und die Varianz (hier wurde die Standardabweichung betrachtet) der Datenmenge im Gleichgewicht sein, d. h., sie sollen sich mit größer werdender Datenmenge nicht mehr verändern.

Die Analyse der Flächendaten in Kapitel 4.2 und der Zeitreihe in Kapitel 4.3 zeigt, dass die Annahme der schwachen Stationarität für die Datensätze gerechtfertigt ist, da der Mittelwert

und die Standardabweichung der Verteilung der Sohlhöhen mit zunehmender Datenmenge jeweils ein Gleichgewicht erreichen.

Mit der vorgestellten Methodik wurde ein nützliches Werkzeug zur Auffindung räumlicher Besonderheiten von Dünensohlen vorgestellt, deren Berücksichtigung bei der Interpretation der Ergebnisse von Modell- und Naturuntersuchungen wichtig sind. Ortsabhängige Unterschiede der Eigenschaften von Dünensohlen wurden bereits in der Vergangenheit dokumentiert (z. B. Crickmore 1970, Williams 1970, Friedrich et al. 2007). Diese sind allgemein auf die räumliche Variabilität des Dünentransports und speziell auf die Randbedingungen von Rinnenversuchen, z. B. durch begrenzte Rinnenbreite und -länge und den Einfluss der Seitenwände, zurückzuführen. Durch Analyse der Flächendaten wurde festgestellt, dass die Seitenwände auf die Sohle der Bereiche $y < 0,5$ m und $y > 1,5$ m einen nachweisbaren Einfluss haben (Bild 4-9, Bild 4-10, Bild 4-11). Diese Erkenntnis muss bei der Interpretation der Ergebnisse berücksichtigt werden, da z. B. die infolge des Wandeinflusses systematisch tiefer gelegenen Randbereiche die Standardabweichung der Daten erhöhen, ohne dass sich zwangsläufig die Eigenschaften der Dünen in diesen Bereichen verändern. Außerdem ergab die Analyse der Flächendaten, dass vor allem vereinzelte, besonders tiefe Kolke die Heterogenität der Sohldaten erhöhen und das Erreichen eines Gleichgewichts der Sohldaten behindern. Hohe Dünen treten demnach, zumindest unter vergleichbaren hydraulischen Randbedingungen, eher in Zusammenhang mit tiefen Kolken auf, als dass sich die Kammhöhe der Dünen, welche in Relation zum Wasserspiegel begrenzt ist (z. B. Jain & Kennedy 1974, Jerolmack & Mohrig 2005), signifikant vergrößern würde. Somit fallen vereinzelte tiefe Kolke überproportional ins Gewicht. Dieser Umstand wird auch durch die negative Schiefe der Verteilungsfunktionen der Dünenhöhen widerspiegelt (Tabelle 4-3), die so interpretiert werden kann, dass unterhalb des Mittelwerts Ausreißer vertreten sind, wohingegen die Werte oberhalb des Mittelwerts gleichmäßiger verteilt sind.

Erstmals wurden in der vorliegenden Arbeit auch räumliche Daten eines Dünenfeldes mit einer hohen zeitlichen Auflösung analysiert. Die Daten umfassen ein Areal von 1 m x 1 m Größe, das mit einem Abstand von 0,5 m zu den Rinnenwänden, mittig in der Rinne liegt. Die Analyse der Flächendaten ergab, dass in diesem Bereich ein Einfluss der Seitenwände nicht anzunehmen ist. Anhand der kumulativen Mittelwerte der Zeitschnitte konnte gezeigt werden, dass innerhalb des Datensatzes der Zeitreihe räumliche Unterschiede auftreten (s. Bild 4-20), obwohl das Areal mit 1 m² relativ klein ist und die mittleren kumulativen Werte ein Gleichgewicht erreichen. Aus der Beobachtung der Dünenwanderung (kann hier nicht gezeigt werden) geht hervor, dass für diese Unterschiede ebenfalls tiefe Kolke maßgeblich verantwortlich sind. Da diese nur vereinzelt auftreten, sind sehr lange Messzeiten notwendig, um Kolke an allen Orten des Aufnahmebereichs gleichermaßen zu beobachten.

Die quantitative Betrachtung der Heterogenität der Sohldaten der Zeitreihe anhand von $\Delta\mu(t_{max})$ und $\Delta\sigma(t_{max})$ (Tabelle 4-2) zeigt, dass die Abweichung der Mittelwerte im Bereich von 0,01 m bis 0,03 m liegt. Die Bandbreite der Standardabweichungen der Zeitschnitte liegt in der Größenordnung von 50 % der mittleren Standardabweichung. Da sich die Dünen recht langsam bewegen (s. Kapitel 6), ist die Länge der Einzelabschnitte der Zeitreihe mit 18 h bzw. 12 h zu kurz, um über die Zeit alleine schwach stationäre Daten zu erhalten. Die Darstellung des exemplarischen Zeitschnitts in Bild 4-15 zeigt, dass pro Versuchsabschnitt ca. 6

bis 8 Dünen den Messbereich durchlaufen. Allgemein können zufrieden stellende Ergebnisse erwartet werden, wenn der Aufnahmebereich der 10- bis 20-fachen Dünenlänge entspricht (z. B. Crickmore 1970, Nordin 1971). Das Erreichen der schwachen Stationarität für die Mittelwerte der Zeitschnitte zeigt jedoch, dass die mangelnde zeitliche Ausdehnung der Messung durch die räumliche Ausdehnung kompensiert werden kann.

Sollen die statischen Eigenschaften von Dünen anhand von Rinnenversuchen analysiert werden, empfiehlt sich die Betrachtung eines großen räumlichen Bereichs, wie ihn im vorliegenden Fall die Flächendaten darstellen. Da sich ein räumliches Gleichgewicht bereits nach wenigen Stunden Versuchszeit einstellt, kann durch Wiederholung der Versuche mit vertretbarem zeitlichem Aufwand die Datengrundlage bezüglich des Sohlgleichgewichts verbessert werden (s. Bild 4-8). Werden hingegen dynamische Eigenschaften von Dünen betrachtet, sind Zeitreihen der Dünenwanderung erforderlich. In Abhängigkeit der Dünenwanderungsgeschwindigkeit sind so unter Umständen sehr lange Versuchszeiten notwendig. Wie gezeigt wurde, kann durch die räumliche Aufnahme von Dünenfeldern die Versuchszeit bis zum Erreichen der schwachen Stationarität der Datenmenge signifikant verkürzt werden.

In künftigen Analysen kann anhand der vorgestellten Auswertemethodik untersucht werden, ob die Momente der Verteilungsfunktion einer Datenmenge gegen ein Gleichgewicht streben und ob Ergebnisse aus kleinen Beobachtungsbereichen auf größere Areale extrapoliert werden können, bzw. ob aus der Kenntnis der Mittelwerte des Prozesses in einem großen Beobachtungsbereich auf kleinere Prozesse innerhalb des Gesamtprozesses geschlossen werden kann. An dieser Stelle muss erwähnt werden, dass es Prozeduren gibt, mittels derer eine Datenmenge auf Stationarität geprüft werden kann. Es sind jedoch keine Arbeiten bekannt, in denen für eine Datenmenge von Sohldaten Stationarität nachgewiesen werden konnte. Besonders für Daten von Zeitreihen zur Untersuchung der Dünendynamik ist es problematisch, die Definition der schwachen oder intrinsischen Stationarität zu erfüllen. Generell ist in Abhängigkeit der Aufgabenstellung zu diskutieren, ob die Stationaritätsbedingung weniger rigoros ausgelegt werden kann, wie es bereits in vielen Studien implizit durch die Voraussetzung der schwachen bzw. intrinsischen Stationarität ohne Überprüfung geschieht.

5 Dünengeometrie

5.1 Geometrische Methoden

In der Modellvorstellung, dass eine Düne in einem Längsschnitt durch ihre Höhe und Länge bestimmt ist, kommt der Ermittlung dieser beiden Parameter eine besondere Bedeutung zu (Kapitel 2.3). In den folgenden Kapiteln soll anhand der im vorherigen Kapitel vorgestellten Versuchsdaten überprüft werden, inwieweit die statistische Analyse Ersatzparameter für die Dünenhöhe und –länge bietet. Um eine solche Betrachtung anstellen zu können, muss zunächst die Dünengeometrie mittels konventioneller, geometrischer Methoden bestimmt werden.

Von den Verfahren zur Bestimmung der Dünengeometrie mit geometrischen Methoden ist die Methode der Bestimmung der Nulldurchgänge (Nulldurchgangsmethode) diejenige, welche am einfachsten anzuwenden ist (Kapitel 2.3). Aufwändiger ist die Maxima-Minima-Methode, für deren Anwendung die Daten geglättet und Ausschlusskriterien bezüglich der Dünenlänge eingebunden werden müssen.

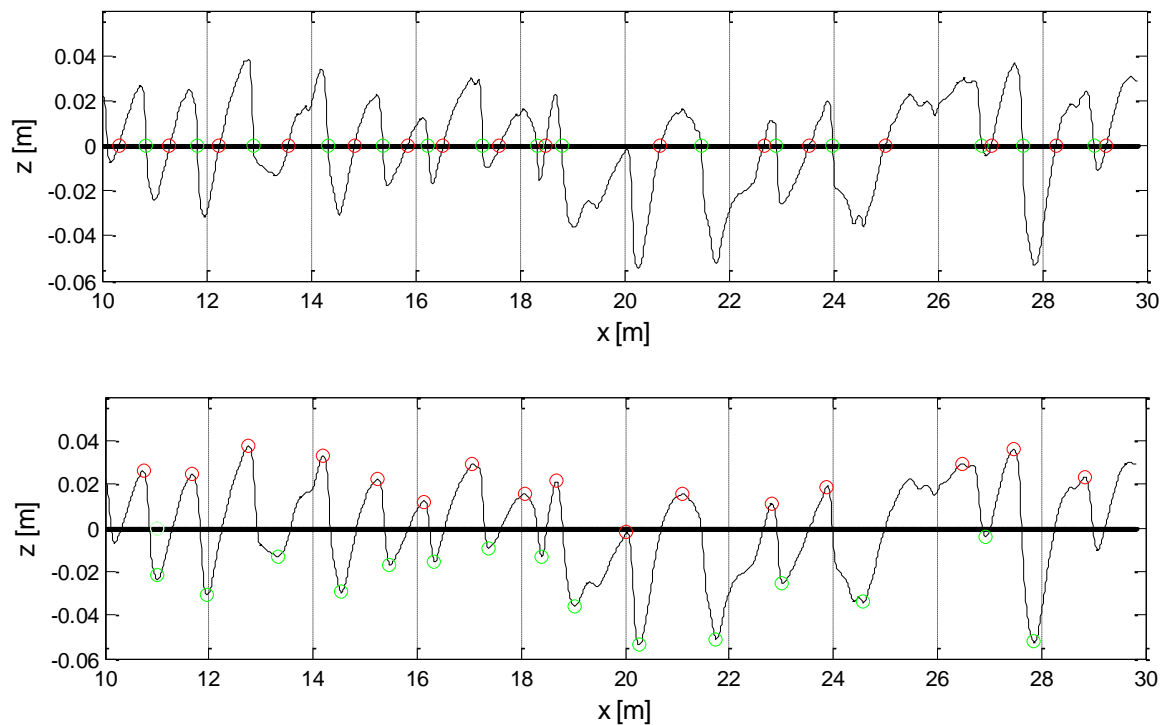


Bild 5-1: Berechnungsergebnisse der Nulldurchgangsmethode (oben, Mittelwerte für dargestellten Längsschnitt: $L = 1,260$ m, $\delta = 0,051$ m) und Maxima-Minima (unten, $L = 1,202$ m, $\delta = 0,047$ m) für einen exemplarischen Längsschnitt der Flächendaten

Im Folgenden werden die Verfahren zunächst nur für die Längsschnitte $z(x)$ der Flächendaten angewendet. Für die Maxima-Minima-Methode wurde zur Glättung der Daten der gleitende Mittelwert über 0,1 m berechnet. Als Ausschlusskriterium für die minimale Dünenlänge wurde für die Versuchsabschnitte W1, W2 und W3 (Kapitel 4.3) $L_{\min} = 0,2$ m gewählt. Die sich von der ebenen Sohle entwickelnden Dünen des ersten Versuchstages wurden ohne

Ausschlusskriterium bezüglich der Dünenlänge berechnet. Die Werte wurden durch Inaugenscheinnahme der Berechnungsergebnisse für ausgewählte Einzelprofile bestimmt. Die Ergebnisse der Berechnungen wurden stichprobenartig auf Konsistenz überprüft. Für die Nulldurchgangsmethode wurde ebenfalls ein Ausschlusskriterium $L_{min} = 0,2 \text{ m}$ eingebunden. Die Berechnungsergebnisse beider Methoden sind exemplarisch in Bild 5-1 für einen Längsschnitt $z(x)$ der Sanddünen dargestellt (der gleiche Längsschnitt wurde in Kapitel 4.2 untersucht).

Die Dünenlängen und -höhen wurden zunächst für jeden Längsschnitt gemittelt. Diese Mittelwerte wurden wiederum für jede Flächenpeilung zu Mittelwerten δ und L zusammengefasst (Tabelle 5-1).

Tabelle 5-1: Dünengeometrie ermittelt für alle Längsschnitte der Flächendaten der einzelnen Versuchstage und Dünensteilheit Δ

Abschnitt	Nulldurchgangsmethode			Maxima-Minima-Methode		
	δ [m]	L [m]	Δ	δ [m]	L [m]	Δ
W1 Tag1	0,037	1,049	0,035	0,033	0,954	0,035
W1 Tag2	0,041	1,183	0,035	0,037	1,015	0,036
W1 Tag3	0,044	1,316	0,033	0,038	1,124	0,034
W1 Tag4	0,042	1,160	0,036	0,037	0,987	0,037
W2 Tag1	0,058	1,357	0,043	0,052	1,132	0,046
W2 Tag2	0,057	1,336	0,043	0,048	1,046	0,046
W2 Tag3	0,057	1,310	0,044	0,05	1,059	0,047
W3 Tag1	0,067	1,393	0,048	0,056	1,078	0,052
W3 Tag2	0,066	1,288	0,051	0,059	1,083	0,054
W3 Tag3	0,066	1,364	0,048	0,057	1,087	0,052

Grundsätzlich besteht ein Zusammenhang zwischen Dünenhöhe und Dünenlänge in Form der Steilheit $\Delta = \delta/L$, die ebenfalls in Tabelle 5-1 angegeben ist. Daher kann prinzipiell von δ auf L geschlossen werden (s. Kapitel 2.2). Die Berechnung von Δ aus den Ergebnissen der geometrischen Analyse der Flächendaten in Tabelle 5-1 zeigt jedoch, dass die Steilheit der Dünen mit der Wassertiefe zunimmt.

5.2 Statistische Methoden

5.2.1 Standardabweichung der Sohlhöhen

Die Standardabweichung der Sohlhöhen σ kann als Ersatzmaß für die Dünenhöhe genutzt werden (s. Kapitel 2.4.1). Da die Berechnung von σ (Gleichung 4-2, S. 55) auf der gleichen Datengrundlage beruht wie die Analyse der Dünenhöhe δ im vorherigen Kapitel, können die Ergebnisse der Berechnungen gegenüber gestellt werden (Bild 5-2).

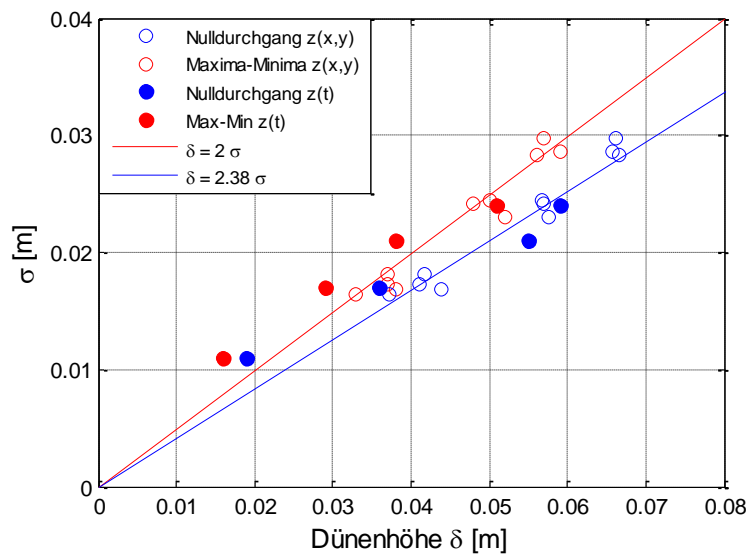


Bild 5-2: Standardabweichung σ über Dünenhöhe δ aus Nulldurchgangsmethode und Maxima-Minima-Methode

Aus Bild 5-2 lässt sich ein linearer Zusammenhang zwischen Standardabweichung σ und Dünenhöhe δ ableiten. Da die Maxima-Minima-Methode systematisch kleinere Werte für die Dünenhöhe ergibt, sind das Verhältnis δ/σ für die beiden geometrischen Berechnungsmethoden verschieden. Bei dem Vergleich mit der Nulldurchgangsmethode ergibt sich $\delta/\sigma \approx 2,38$, beim Vergleich mit der Maxima-Minima-Methode $\delta/\sigma \approx 2$. Wenn eine konstante Dünensteilheit vorliegt, kann aus der Standardabweichung der Sohlhöhen auch auf die Dünenlänge geschlossen werden. Wie im vorherigen Kapitel 5.1 gezeigt wurde, unterliegt die Dünensteilheit jedoch einer Abhängigkeit von der Wassertiefe.

5.2.2 Leistungsdichtespektren

Durch Analyse von Leistungsdichtespektren können Dünendaten auf dominierende Wellenlängen untersucht werden (Kapitel 2.4.3). Die einseitigen Leistungsspektren $G(K_x)$ der Längsschnitte der Sohlhöhen wurden nach Gleichung 2-19 (S. 24) berechnet. Die Ergebnisse der Berechnung sind in Bild 5-3 dargestellt.

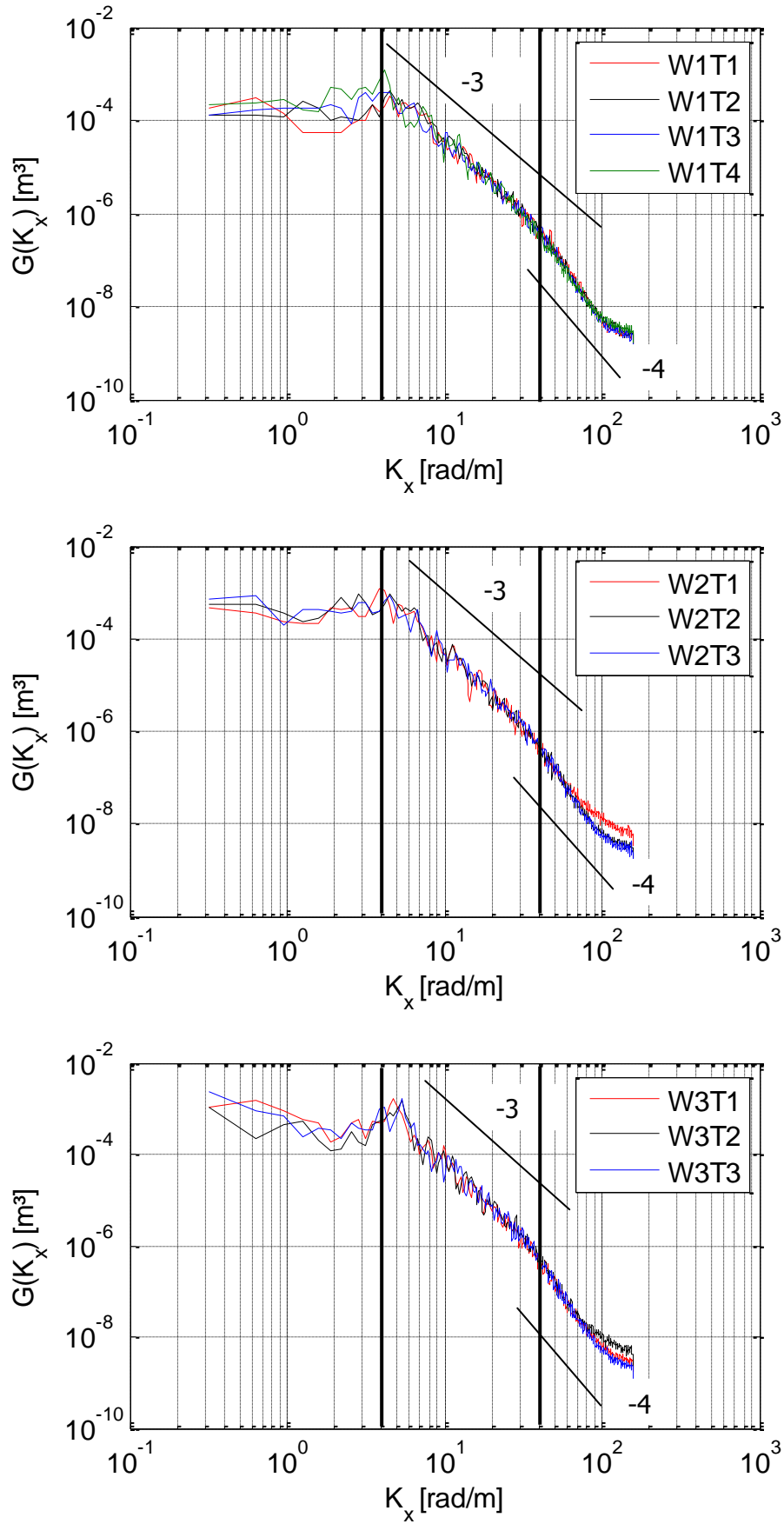


Bild 5-3: Einseitige Leistungsspektren $G(K_x)$ für die Flächendaten der drei Abschnitte unterschiedlicher Wassertiefen

Der Wertebereich von K_x reicht von der Länge des ausgewerteten Rinnenteils $n\Delta x$ ($K_x = 0,317$ rad/m, entspricht einer Wellenlänge $\lambda = 19,8$ m^{*}) bis zur doppelten Abtastfrequenz (Nyquist-Frequenz) $2\Delta x$ ($K_x = 157$ rad/m, entspricht $\lambda = 0,04$ m). Die Größe von $G(K_x)$ kann als der Anteil, den K_x an der Leistung (entspricht der Varianz) des Gesamtsystems hat, interpretiert werden. In Analogie zur Standardabweichung der Sohlhöhen σ (Kapitel 4.2) bedeutet dies, dass die Wellenlängen, die einen großen Anteil an σ haben, eine große Leistung (im Sinne des Leistungsspektrums) im System haben, bzw. ein großes $G(K_x)$. Dominante Wellenlängen K_x sind durch lokale Maxima in $G(K_x)$ gekennzeichnet. In dem Skalierungsbereich, in dem Dünen auftreten, existiert nach Bild 5-3 keine dominante Wellenlänge, die Daten unterliegen einer Selbstähnlichkeit der Form $G(K_x) \propto K_x^{-3}$, die bereits von diversen anderen Autoren festgestellt wurde (s. Kapitel 2.4.3). Grinwald & Nikora (1983) finden, dass die höchste Ordinate am oberen Ende dieses Skalierungsbereichs in etwa als größte Wellenlänge der Daten interpretiert werden kann. Bei allen Sohlen liegt dieser um $K_x = 4$ rad/m, was einer Wellenlänge $\lambda = 1,6$ m entspricht. Das untere Ende des Skalierungsbereichs $G(K_x) \propto K_x^{-3}$ liegt in allen Versuchen um $K_x = 40$ rad/m, was als Wellenlänge der kleinsten auftretenden Sohlformen interpretiert werden kann und $\lambda = 0,16$ m entspricht. Anhand dieser Ergebnisse können jedoch keine Aussagen über verschiedene mittlere Dünenlängen der einzelnen Versuche getroffen werden.

Die Proportionalität zwischen $G(K_x)$ und K_x kann durch den Faktor A_x beschrieben werden, welcher Informationen über die charakteristische Steilheit der Dünen im Skalierungsbereich enthält (vgl. Kapitel 2.4.3). Es gilt für die Skalierungsregion der Dünen $G(K_x) = A_x \cdot K_x^{-3}$ und somit

$$A_x = \frac{1}{n_s} \sum_{i=1}^{n_s} \frac{G(K_{x,i})}{K_{x,i}^{-3}} \quad 5-1$$

mit der Anzahl der Wertepaare im untersuchten Skalierungsbereich n_s . A_x wurde für die Skalierungsregion $4 \text{ rad/m} < K_x < 40 \text{ rad/m}$ für die Flächendaten bestimmt und die Ergebnisse in Tabelle 5-2 zusammengefasst.

Tabelle 5-2: A_x für die Flächendaten

Abschnitt	A_x
W1 Tag1	0,036
W1 Tag2	0,038
W1 Tag3	0,034
W1 Tag4	0,034
W2 Tag1	0,046

^{*} Wellenlänge $\lambda = 2\pi/K_x$, s. Gleichung 2-20

Abschnitt	A_x
W2 Tag2	0,048
W2 Tag3	0,049
W3 Tag1	0,055
W3 Tag2	0,060
W3 Tag3	0,058

Unterhalb der Skalierungsregion der Dünen schließt ein Bereich an, welcher in etwa der Beziehung $G(K_x) \propto K_x^{-4}$ folgt und bis ca. $K_x = 80$ rad/m ($\lambda \approx 0,08$ m) reicht. In diesen Skalierungsbereich fallen die während der Versuche beobachteten kleineren, die Dünen überlagernden Sohlformen (Sand-Sheets, s. Bild 3-7, S. 34, s. auch Venditti et al. 2005b). Diese sind nur wenige Millimeter hoch und können daher mit konventionellen Analysemethoden oder durch Visualisierung der Daten (Kapitel 4.2) nicht ohne weiteres erkannt werden. Die Ergebnisse der spektralen Analyse werden im Hinblick auf das Vorhandensein überlagernder, kleiner Sohlformen im anschließenden Kapitel 5.3 diskutiert.

Mit der Betrachtung spektraler Momente können die Eigenschaften der Leistungsspektren näher beschrieben werden. So nutzen z. B. Squarer (1968) und Annambhotla (1969) die spektralen Momente r -ter Ordnung

$$m_r = \frac{1}{2n\Delta x} \sum_{i=0}^n G(K_x)_i \cdot (K_x)_i^r \quad 5-2$$

zur Analyse von Dünenlängsschnitten um die Dünenlängen

$$\lambda_1 = \frac{m_0}{m_1} \quad \text{und} \quad \lambda_2 = \sqrt{\frac{m_0}{m_2}} \quad 5-3$$

zu bestimmen. Die mittlere Wellenlänge λ_2 nach Gleichung 5-3 soll ungefähr der aus den Nulldurchgängen ermittelten Wellenlänge aus Rinnenversuchen entsprechen (Squarer 1968, Annambhotla 1969) und λ_1 , welches dem Kehrwert der mittleren Wellenzahl des Spektrums entspricht (Nordin 1971), der Wellenlänge von Flussdaten (Annambhotla 1969). Aus den zuvor berechneten PSD der Flächendaten (Bild 5-3) wurden gemäß Gleichung 5-2 und 5-3 die Wellenlängen λ_1 und λ_2 ermittelt (Tabelle 5-3).

Tabelle 5-3: Dünenlängen λ_1 und λ_2 aus spektralen Momenten nach Gleichung 5-3

Abschnitt	λ_1 [m]	λ_2 [m]
W1 Tag1	1,07	0,72
W1 Tag2	1,13	0,75
W1 Tag3	1,11	0,75
W1 Tag4	1,14	0,73

Abschnitt	λ_1 [m]	λ_2 [m]
W2 Tag1	1,26	0,82
W2 Tag2	1,31	0,81
W2 Tag3	1,35	0,83
W3 Tag1	1,40	0,83
W3 Tag2	1,38	0,87
W3 Tag3	1,60	0,97

Die Dünenlängen λ_1 und λ_2 sind in Bild 5-4 den Ergebnissen für die Dünenlängen L aus der geometrischen Analyse (s. Kapitel 5.1) gegenübergestellt.

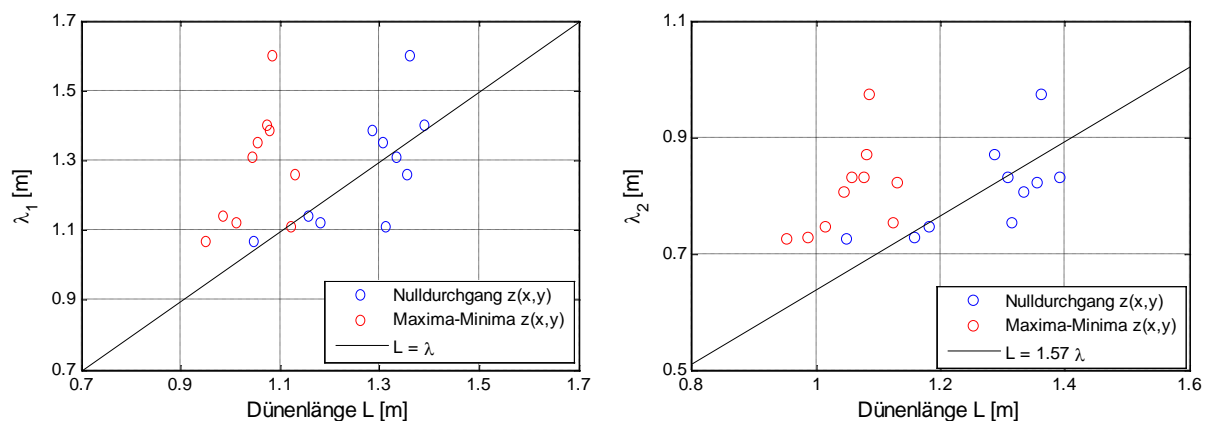


Bild 5-4: Dünenlängen λ_1 (links) und λ_2 (rechts) aus spektralen Momenten und Dünenlängen L aus geometrischen Methoden

Aus den Beziehungen in Bild 5-4 kann auf eine sehr gute Übereinstimmung von λ_1 und L aus der Nulldurchgangsmethode geschlossen werden. Entgegen der Feststellung von Squarer (1968) und Annambhotla (1969) stimmen die λ_1 ($\lambda_1 = L$) besser mit den aus der Nulldurchgangsanalyse ermittelten Dünenlängen L überein als λ_2 ($1,57 \lambda_2 = L$). Die Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Maxima-Minima-Methode ist insgesamt schlechter, wenn die lineare Ausgleichsgerade durch den Ursprung laufen soll.

Analog Gleichung 2-19 (S. 24) wurden die einseitigen Leistungsspektren für die Querausdehnung der Flächendaten $G(K_y)$ bestimmt. Die Ergebnisse wurden nach Abschnitten gleicher Wassertiefen zu Mittelwerten zusammengefasst (Bild 5-5). Die Spektren $G(K_y)$ sind, wie die $G(K_x)$, durch Bereiche verschiedener Steigung gekennzeichnet. Dabei unterscheiden sich die Spektren der Abschnitte W1, W2 und W3. Einerseits ist der Bereich kleiner Wellenzahlen (großer Wellenlängen) $G(K_y) < 10$ rad/m (entspricht $\lambda_y > 0,6$ m) mit steigender Wassertiefe stärker vertreten. Zudem ist bemerkenswert, dass in diesem Bereich $G(K_y)$ für W1 gegen einen Verlauf parallel zur x-Achse strebt (d.h. $G(K_y)$ wird konstant), was dafür spricht, dass das Spektrum der Dünenbreiten nahezu vollständig abgebildet ist. Dies gilt weniger für W2 und W3, wodurch nahe liegt, dass bezüglich der maximal möglichen Dünenbreiten nicht das gesamte Spektrum in den Daten enthalten ist. Der Bereich mittlerer bis kleiner Wellenlängen

$18 \text{ rad/m} < K_y < 100 \text{ rad/m}$ ($0,06 \text{ m} < \lambda_y < 0,35 \text{ m}$) ist wiederum bei kleinen Wassertiefen stärker ausgeprägt. Eine Diskussion dieser Ergebnisse erfolgt in Kapitel 5.3.

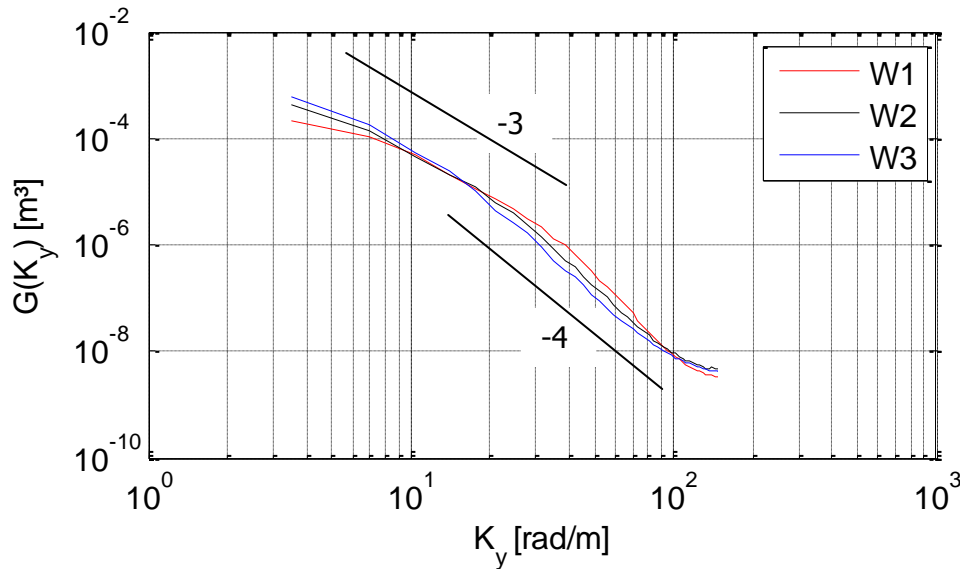


Bild 5-5: Einseitige Leistungsspektren $G(K_y)$ der Flächendaten gemittelt für Abschnitte gleicher Wassertiefen

5.2.3 Korrelationsanalyse

Mit räumlichen Autokorrelationsverfahren existieren Methoden, die einen Aufschluss der Struktur von Sohldaten ermöglichen, indem diese gegen sich selbst verschoben werden (Kapitel 2.4.2). Im vorliegenden Kapitel werden die Strukturfunktionen 2. Ordnung $D_{G2}(l_x, l_y)$ bzw. die 2D-Autokorrelationsfunktionen $R(l_x, l_y)$ gemäß Gleichung 2-15 und Gleichung 2-16 (S. 20) verwendet, um charakteristische Dünenlängen und -breiten zu bestimmen.

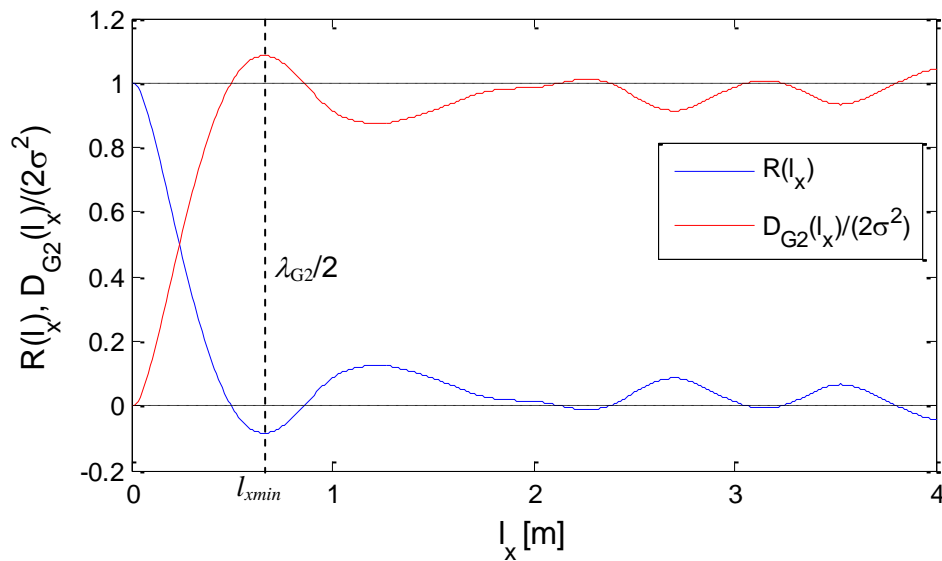
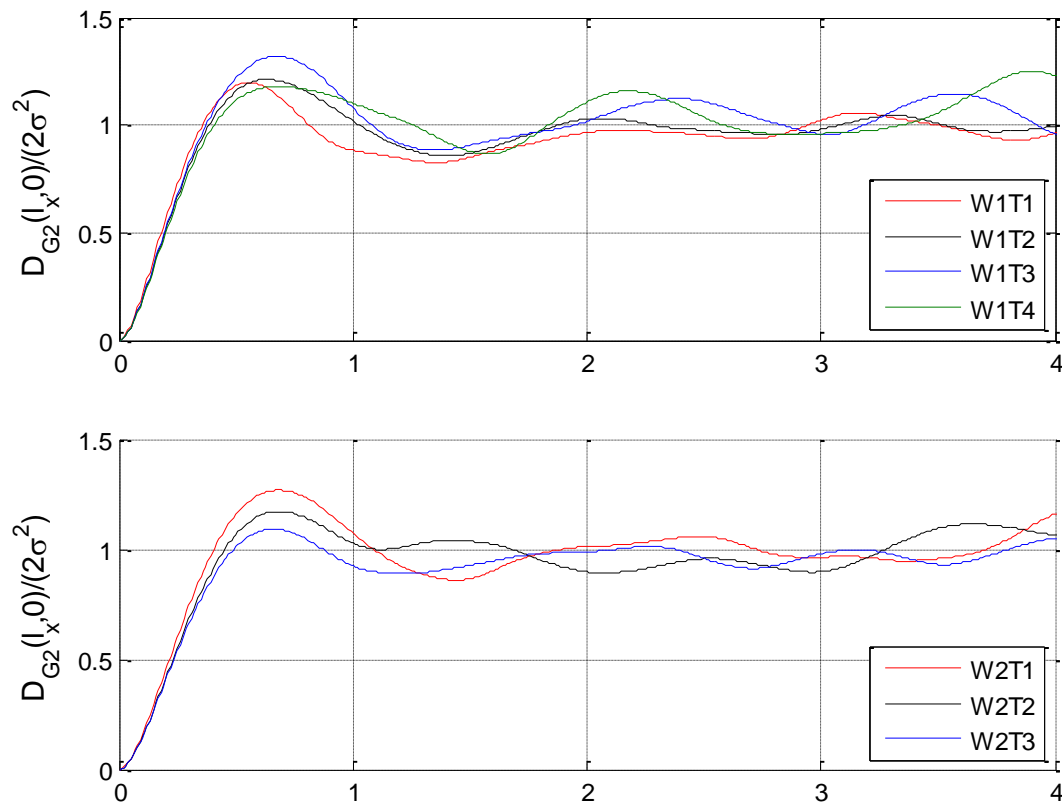


Bild 5-6: Autokorrelationsfunktion und Strukturfunktion der Flächendaten W2T3 in Abhängigkeit des Vorschubmaßes l_x

Um auf die Dünenlänge zu schließen, wurde die Verschiebung der Daten nur in x - Richtung vorgenommen ($l_y = 0$, Bild 5-6). Darin werden die Strukturfunktionen um $2\sigma^2$ normiert. Es bedeutet $D_{G2}(l_x, 0)/(2\sigma^2) = 0$ absolute Korrelation und $D_{G2}(l_x, 0)/(2\sigma^2) = 1$, dass die Daten keine Korrelation haben bzw. bedeutet $R(l_x, 0) = 1$ Korrelation und $R(l_x, 0) = 0$, dass die Daten keine Korrelation aufweisen.

Die Bestimmung der Dünenlängen erfolgt auf Grund der Annahme, dass die Korrelation ein lokales Minimum erreicht, wenn Flächendaten um eine mittlere halbe Dünenlänge verschoben wurden. Somit wird $D_{G2}(l_x, 0)/(2\sigma^2)$ an der entsprechenden Stelle ein Maximum haben. Die mittlere Dünenlänge kann somit aus dem Vorschubmaß $\lambda_{G2}/2 = l_{xmin}$ an dem Punkt, an dem die Korrelation das erste lokale Minimum erreicht, geschätzt werden (Bild 5-6). Die Strukturfunktionen $D_{G2}(l_x, 0)/(2\sigma^2)$ wurden für alle Flächendatensätze berechnet (Bild 5-7) und daraus die Dünenlängen λ_{G2} bestimmt.



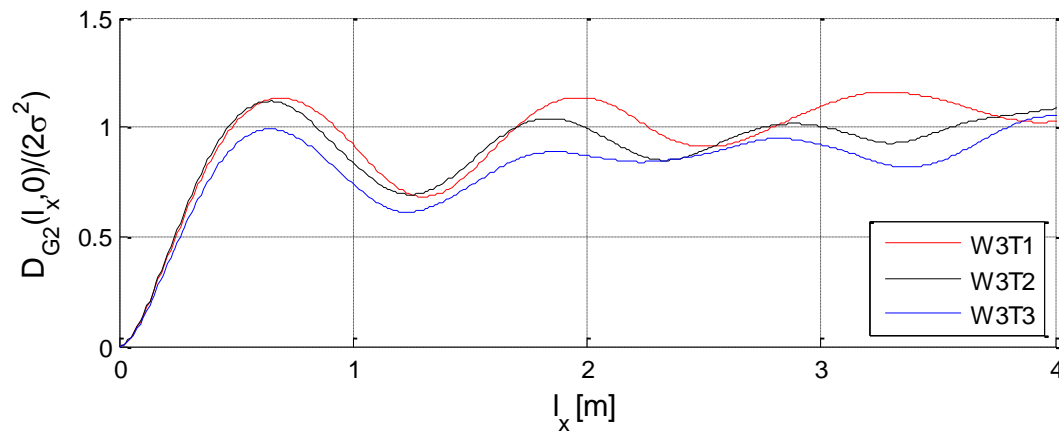


Bild 5-7: $D_{G2}(l_x, 0)/(2\sigma^2)$ der Flächendaten getrennt nach Versuchsabschnitten

Tabelle 5-4: Dünenlängen λ_{G2}

Abschnitt	λ_{G2} [m]
W1 Tag1	1,10
W1 Tag2	1,26
W1 Tag3	1,36
W1 Tag4	1,34
W2 Tag1	1,42
W2 Tag2	1,38
W2 Tag3	1,36
W3 Tag1	1,40
W3 Tag2	1,34
W3 Tag3	1,32

Die aus dem Verlauf der Strukturfunktionen (Bild 5-7) bestimmten Dünenlängen λ_{G2} sind in Tabelle 5-4 angegeben und in Bild 5-8 den Berechnungen der Dünenlängen L nach der Null-durchgangsmethode gegenübergestellt. Darin deutet sich ein linearer Zusammenhang zwischen beiden Parametern an. Durch die Abhängigkeit $\lambda_{G2} = 1,03 L$ lässt sich eine sehr gute Übereinstimmung der Ergebnisse erzielen.

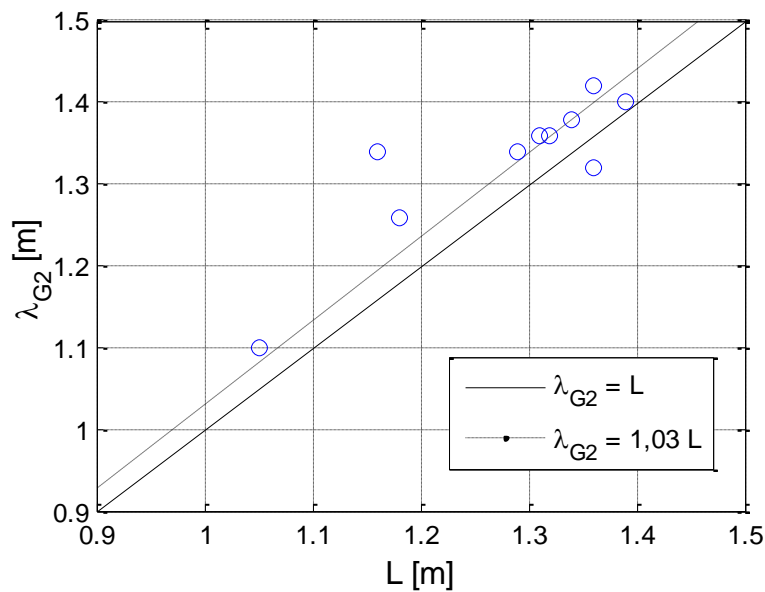


Bild 5-8: Dünenlängen λ_{G2} über Dünenlänge L aus der Nulldurchgangsmethode

Mit Hilfe der 2D-Strukturfunktion $D_{G2}(l_x, l_y)$ können räumliche Informationen über die Eigenschaften des Dünenfeldes gewonnen werden. Die nach Gleichung 2-15 (S. 20) bestimmten $D_{G2}(l_x, l_y)$ sind für die Flächendaten in Bild 5-9 dargestellt. Da die Datensätze in alle Richtungen gegeneinander verschoben werden, erstreckt sich $D_{G2}(l_x, l_y)$ über 4 Quadranten, wobei das Ergebnis eine Punktspiegelung im Ursprung ist. In Querrichtung ist die Berechnung von $D_{G2}(l_x, l_y)$ auf $-1 \text{ m} < l_y < 1 \text{ m}$ durch die Ausdehnung der Daten begrenzt, da die maximale Verschiebung die halbe Ausdehnung des Datensatzes nicht überschreiten soll (z. B. Goring et al. 1999). Da der Korrelationskegel (Bereich, innerhalb dessen die erste minimale Korrelation erreicht wird) innerhalb $x < \lambda_{G2}/2 < 1 \text{ m}$ liegt, wurde in Bild 5-9 die Darstellung der Ergebnisse in Längsrichtung auf $-1 \text{ m} < l_x < 1 \text{ m}$ beschränkt.

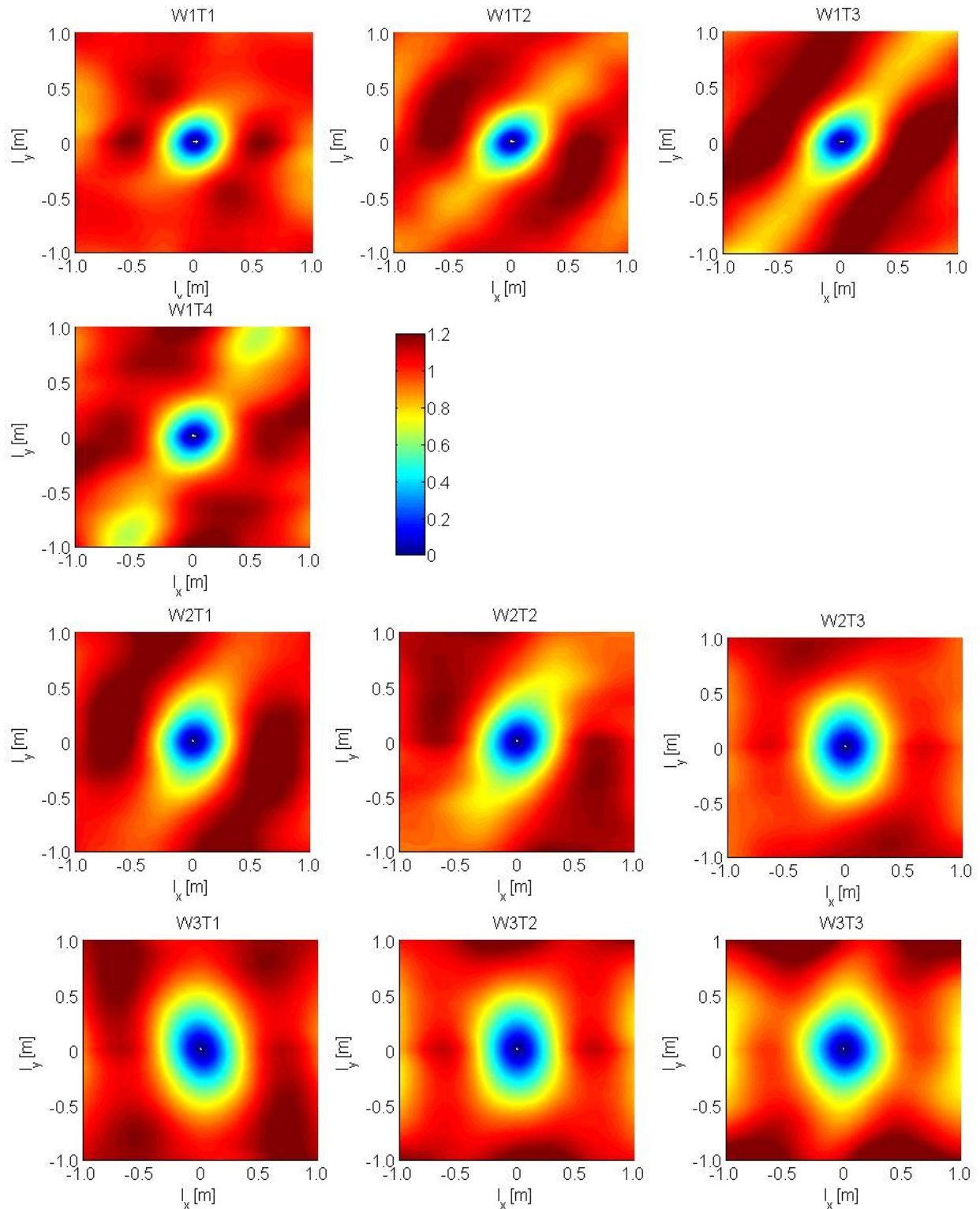


Bild 5-9: $D_{G2}(l_x, l_y)/(2\sigma^2)$ der Flächendaten

Die Korrelationskegel in Bild 5-9 haben für alle Daten einen mehr oder weniger elliptischen Verlauf. Im ersten Versuchsabschnitt W1 haben diese eine ausgeprägte diagonale Ausrichtung. Die Ellipse verläuft dabei vom dritten Quadranten in den ersten Quadranten. Tatsächlich haben die Dünen der Flächendaten von W1 einen überwiegend schräg nach oben rechts gerichteten Verlauf (Anhang 1). Der diagonale Verlauf ist bei den Sohlen von W2T1 und W2T3 weniger und bei W2T3 und den Versuchen W3 nur schwach bis gar nicht ausgeprägt.

Dies spiegelt sich auch in den Darstellungen der Versuchssohlen (Anhang 1) wider. Die Querausdehnung des Korrelationskegels nimmt mit der Wassertiefe zu, was bedeutet, dass die Dünen breiter werden.

Die Breite der Dünen kann durch Auswertung der Strukturfunktionen $D_{G2}(0, l_y)$ untersucht werden. Die Darstellung der $D_{G2}(0, l_y)$ in Bild 5-10 zeigt, dass die Dünen mit zunehmender Wassertiefe breiter werden. Bei den Versuchen der geringsten Wassertiefe W1 erreichen $D_{G2}(0, l_y)$ im Bereich $0,5 \text{ m} < l_y < 0,7 \text{ m}$ ein Plateau. Anders als bei $D_{G2}(l_x, 0)$ (Bild 5-8) bleiben die Funktionswerte nach Erreichen der minimalen Korrelation nahezu konstant bzw. gleich bleibend unkorreliert, was ein Indiz dafür ist, dass die Dünen über ihre Breite keine regelmäßige Struktur haben. Das Erreichen des Plateaus zeigt, dass zumindest eine Düne über die Rinnenbreite vorhanden ist. Je nach Versuch liegen die mittleren Dünenbreiten $B = 2 \cdot l_y$ zwischen 1 und 1,4 m. Bei den Versuchen mittlerer Wassertiefe W2 wird das Plateau gegen $l_y = 1,0 \text{ m}$ erreicht. Hier liegt die mittlere Dünenbreite im Bereich der Rinnenbreite $B = 2 \text{ m}$. Bei den Versuchen mit der größten Wassertiefe wird das Plateau nicht innerhalb des Auswertebereichs erreicht. Die Dünen würden demnach in einer breiteren Rinne eine größere Breite erreichen können. Somit kann die mit dieser hydraulischen Konstellation verbundene Dünenbreite nicht erreicht werden.

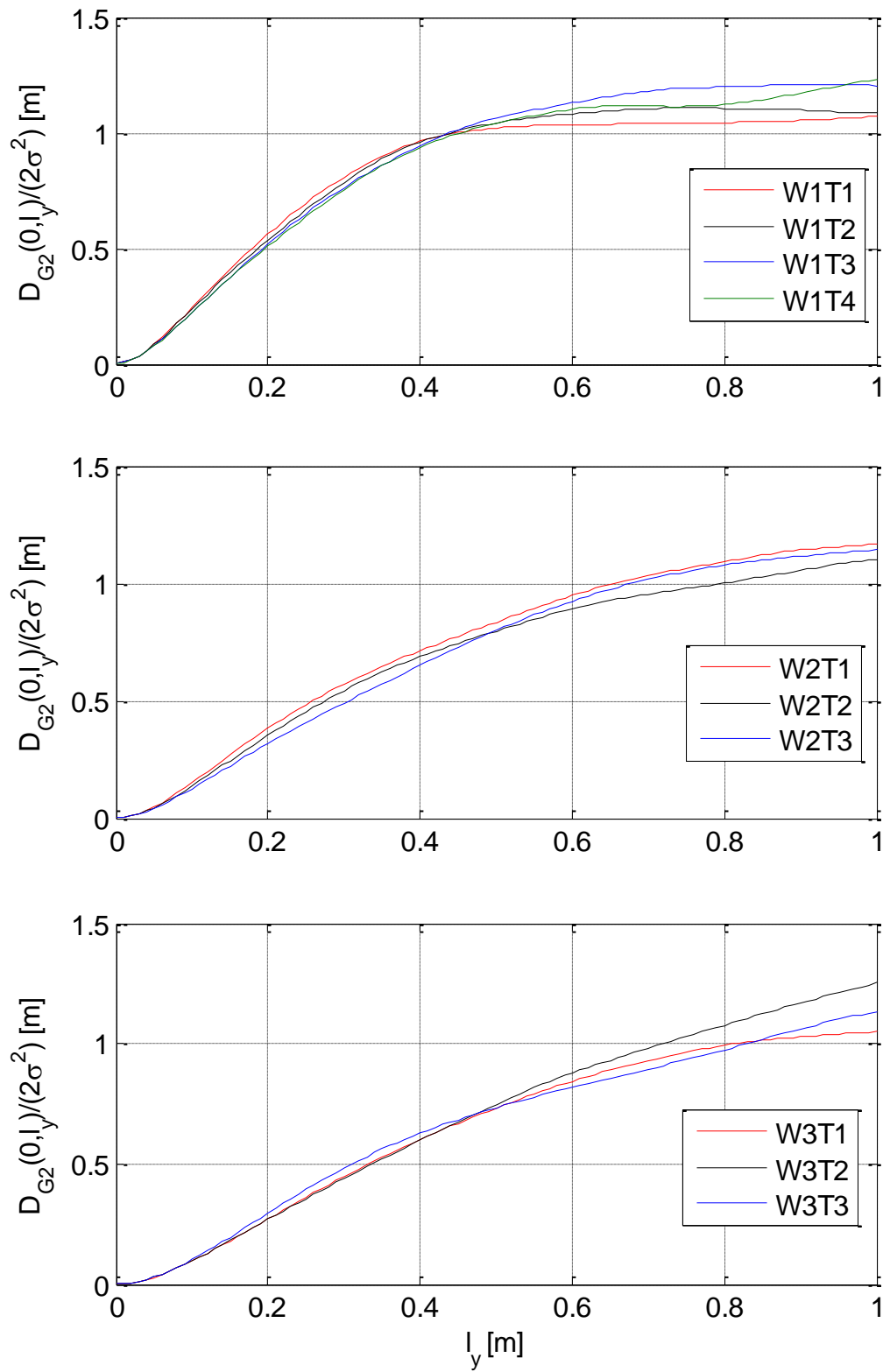


Bild 5-10: $D_{G2}(0, l_y)/(2\sigma^2)$ der Flächendaten getrennt nach Versuchsabschnitten

5.3 Diskussion

Im vorliegenden Kapitel wurde die statistische Analyse als Methodik zur Auswertung von Flächendaten der Dünensohle bezüglich deren geometrischer Eigenschaften untersucht. Die Verfahren wurden dabei über die gesamte Rinnenbreite angewendet, obwohl in Kapitel 4.2 ein Randeinfluss auf die Sohle festgestellt wurde. Da die Daten aber für den Ausschnitt der ganzen Rinne im Gleichgewicht sind und als Aussagebereich im vorliegenden Kapitel lediglich die gesamte Rinne betrachtet wird, werden davon die Ergebnisse, die in der Gegenüberstellung geometrischer und statistischer Verfahren bestehen, nicht berührt. Zudem wird eine Verknüpfung der Ergebnisse zu hydraulischen Parametern, die durch den Randeinfluss verfälscht würde, nicht vorgenommen.

In Kapitel 5.1 wurden die Dünenhöhen δ und –längen L nach der Nulldurchgangsmethode und der Maxima-Minima-Methode bestimmt. Bei beiden Verfahren handelt es sich um konventionelle, längsschnittbasierte geometrische Verfahren, in denen die Parameter für jede Düne individuell bestimmt und dann für verschiedene hydraulische Konstellationen zu Mittelwerten zusammengefasst wurden. Diese können als charakteristische Dimension einer idealisierten Düne interpretiert werden. Um die Verfahren für eine große Datenmenge anwendbar zu machen war es notwendig, die Methoden rechnergestützt zu automatisieren. Für beide Verfahren wurden Kriterien bezüglich einer minimalen Dünenlänge eingebunden, für die Maxima-Minima-Methode war zudem die Einführung eines Glättungsalgorithmus notwendig (z. B. auch Mehrdad 1989). Die Nulldurchgangsmethode ist durch ihre einfache Definition eindeutig anzuwenden, wohingegen die Ergebnisse der Maxima-Minima-Methode von der Definition von Ausschlusskriterien abhängen (Kapitel 2.3). Mit der Maxima-Minima-Methode hingegen lassen sich durch eine Anpassung der Ausschlusskriterien an den Datensatz Ergebnisse erreichen, die eher mit der subjektiven Beurteilung der Dünendimensionen durch den Betrachter übereinstimmen. Der Umstand, dass beide Verfahren unterschiedliche Ergebnisse liefern, verdeutlicht die Problematik, die in der vom Bearbeiter abhängigen Analyse der Dünengeometrie besteht. Beide Verfahren können z. B. durch eine optimierte Trendentfernung (z. B. Spline-Methode, s. Kapitel 2.3) oder die Verbesserung des Glättungsalgorithmus optimiert werden. Zudem besteht für die Nulldurchgangsanalyse die Möglichkeit der Definition zusätzlicher Bezugsniveaus zur Beurteilung, ob zwischen den Nulldurchgängen Dünen vorhanden sind (s. Nordin 1971). Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist jedoch, die Möglichkeiten der statistischen Analyse zu untersuchen, die ohne diese Kriterien auskommt.

Die statistische Analyse bietet mit der Standardabweichung der Sohlhöhen σ ein vom Bearbeiter unabhängiges Ersatzmaß für die Dünenhöhe δ . In Übereinstimmung mit bisherigen Untersuchungen (z. B. Nordin 1971, Willis & Kennedy 1977, Coleman et al. 2011, s. Kapitel 2.4.1) ist die lineare Korrelation zwischen beiden Parametern gut (Bild 5-2), wobei $\delta \approx 2\sigma$ (Maxima-Minima-Methode) und $\delta \approx 2,4\sigma$ (Nulldurchgangsmethode) ist. An dieser Stelle muss angemerkt werden, dass die Halbwertsbreite bei Normalverteilungen ca. der 2,35-fachen Standardabweichung entspricht.

Weniger einfach gestaltet sich die Definition eines Ersatzmaßes für die geometrisch bestimmte Dünenlänge L . Mit der Analyse von Leistungsdichtespektren, spektralen Momenten

und Autokorrelationsfunktionen der Sohldaten wurde erstmals ein Vergleich dieser verschiedenen statistischen Verfahren durchgeführt.

Die Leistungsdichtespektren (PSD) sind in der doppelt-logarithmischen Darstellung in Übereinstimmung mit bisherigen Arbeiten (z. B. Hino 1968, Nikora et al. 1997, Aberle et al. 2010a) im Bereich der Wellenzahlen, in dem Dünen auftreten, durch eine Steigung von -3 gekennzeichnet. Somit handelt es sich bei diesem Bereich um eine Skalierungsregion ohne dominierenden Wellenlängen, was ebenfalls mit den Ergebnissen bisheriger Arbeiten übereinstimmt. Die auftretenden Dünenlängen unterliegen einer Selbstähnlichkeit, was bedeutet, dass Dünen aller Wellenlängen in den Daten vorhanden sind. Dieses Ergebnis ist weniger Ausdruck vieler gleichzeitig auftretender Dünengrößen, sondern es spiegelt die Dreidimensionalität der Sohlformen wider. Die Ermittlung der PSD basiert auf Längsschnitten der dreidimensionalen, über die Rinnebreite unterschiedlich angeordneten Dünen. Da die Dünen bezüglich ihrer Querausdehnung an verschiedenen Stellen geschnitten werden, treten diese in den Längsprofilen als Dünen verschiedener Größen auf. Ein Rückschluss auf mittlere Dünenlängen, wie sie aus den geometrischen Verfahren gewonnen werden, ist durch Analyse der PSD durch Auftragung über der Wellenzahl (Bild 5-3) nicht möglich. Vielmehr lässt die Analyse der Wellenlängen an den Rändern des Skalierungsbereichs einen Rückschluss auf maximale und minimale Wellenlängen zu (z. B. Nikora et al. 1997). In Bild 5-11 sind die in Bild 5-3 dargestellten Spektren der Flächendaten nochmals zu Mittelwerten zusammengefasst dargestellt.

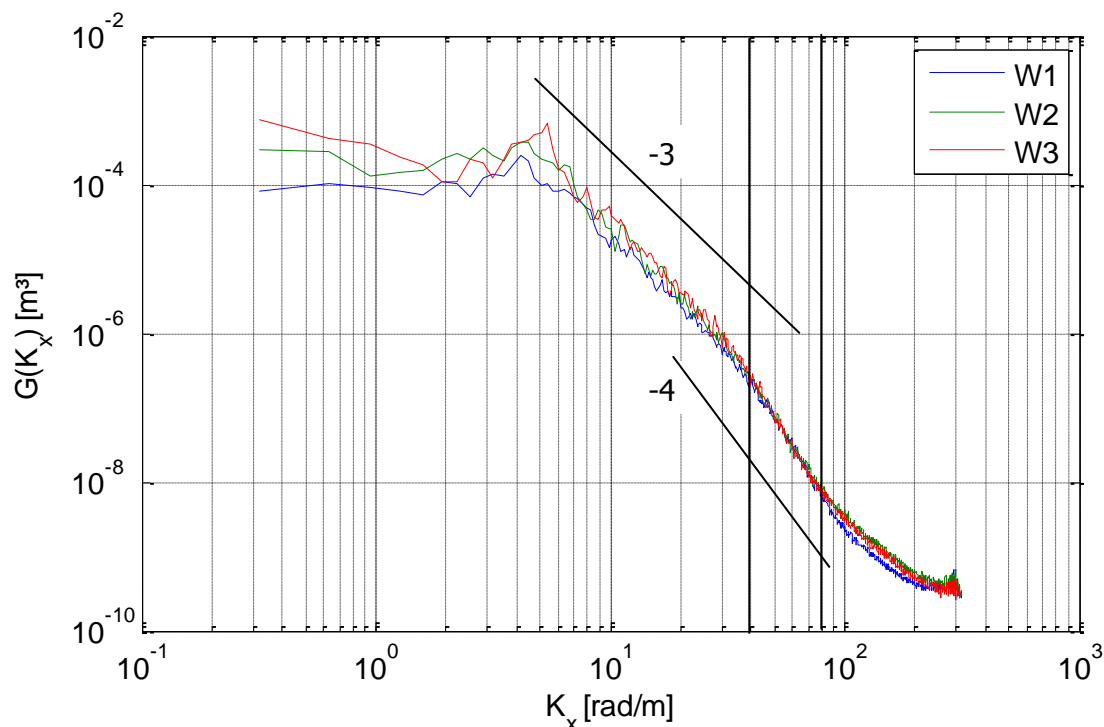


Bild 5-11: Nach Wassertiefen gemittelte einseitige Leistungsspektren der Flächendaten

Danach befindet sich der Knick am oberen Ende des Skalierungsbereichs der Dünen für die Abschnitte W1 und W2 bei $K_x = 4$ ($\lambda_{\max} = 1,6$ m). Für den Abschnitt W3 befindet sich dieser bei $K_x = 5,4$ ($\lambda_{\max} = 1,2$ m). Dieses Ergebnis ist insofern bemerkenswert, als dass nach dieser

Auslegung bei der größten untersuchten Wassertiefe die geringsten Wellenlängen auftreten. Zum Vergleich ergab die Bestimmung der Dünenlängen nach der Maxima-Minima-Methode[▲] für Abschnitt W1 maximale Dünenlängen $L_{max} = 1,78$ m, für Abschnitt W2 $L_{max} = 1,85$ m und für Abschnitt W3 $L_{max} = 1,60$ m. Das Ergebnis dieser Methode stützt also die Aussage, dass in Abschnitt W3 geringere maximale Dünenlängen auftreten. Die L_{max} der Maxima-Minima-Methode sind größer als die aus den Spektren ermittelten λ_{max} . Es muss allerdings beachtet werden, dass die L_{max} -Werte nur wenige Dünen repräsentieren. Zudem zeigt das Leistungsspektrum von W3 am oberen Ende des Dünenspektrums eine Spitze, die bei den Spektren von W1 und W2 so nicht vorhanden ist. Demnach sind die maximalen Wellenlängen bei W3 kleiner, dafür sind diese in der Verteilung prominenter vertreten.

Der annähernd zur x – Achse parallele Verlauf der Spektren ($G(K_x)$ ungefähr konstant) oberhalb der Skalierungsregion der Dünen zeigt, dass in diesem Wellenlängenbereich keine größeren Sohlformen, wie z. B. Bänke, auftreten. Das untere Ende des Skalierungsbereichs der Dünen fällt für alle Versuchsabschnitte ungefähr auf $K_x = 40$ ($\lambda_{min} = 0,16$ m). Zum Vergleich liegen die minimalen Dünenlängen der Maxima-Minima-Methode für alle Abschnitte übereinstimmend bei $L_{min} \approx 0,3$ m. Somit bestätigt die Maxima-Minima-Methode, dass die minimalen Wellenlängen bei allen Versuchsabschnitten trotz verschiedener Wassertiefen vergleichbar sind, auch wenn die L_{min} größer sind, als die aus den Spektren abgegriffenen λ_{min} .

An die Skalierungsregion der Dünen schließt im Bereich $40 \text{ rad/m} < K_x < 80 \text{ rad/m}$ ($0,08 \text{ m} < \lambda < 0,16 \text{ m}$) eine Skalierungsregion $G(K_x) \propto K_x^{-4}$ an (s. Bild 5-11). Nach der Modellvorstellung von Nikora et al. (1997) treten beim Vorhandensein von Sohlformen verschiedener Größenordnungen in den PSD verschiedene Skalierungsbereiche auf, die durch Übergänge gekennzeichnet sind (s. Bild 2-17, S. 25, s. auch Aberle et al. 2010a) oder auch direkt ineinander übergehen (Nikora et al. 1997). Während der Versuche wurden kleinere, die Dünen überlagernde Sohlformen (Sand-Sheets, s. auch Venditti et al. 2005b) beobachtet (Bild 5-12). Diese sind nur wenige Millimeter hoch und können daher mit konventionellen Analysemethoden oder durch Visualisierung der Daten (Kapitel 4.2) nicht ohne weiteres erkannt werden. Welchen Einfluss solche Sohlformen auf $G(K_x)$ von Dünensohlen haben ist, bisher nicht untersucht worden. Auf Grund ihrer geringen Größe fallen diese in einen anderen Skalierungsbereich als die Dünen. Somit ist wahrscheinlich, dass die Skalierungsregion $40 \text{ rad/m} < K_x < 80$ den überlagernden Sohlformen zugeordnet werden kann.

[▲] Diese Methode wird hier der Nulldurchgangsmethode vorgezogen, da sie zur Bestimmung der Maximal- und Minimalwerte der Dünengeometrie das physikalisch besser fundierte Modell darstellt.



Bild 5-12: Dünensohle mit kleinen, überlagernden Sohlformen

Um diese These zu überprüfen, wurden aus dem Beispieldatensatz der Flächendaten, welcher bereits in Kapitel 4.2 analysiert wurde, exemplarisch alle Wellenlängen $\lambda > 0,2$ m herausgefiltert. Die Berechnungsergebnisse für die Flächendaten in Bild 5-13 und einen exemplarischen Längsschnitt in Bild 5-14 zeigen, dass die überlagernden Formen mit Höhen im Millimeterbereich tatsächlich in den Daten enthalten sind. Erwähnenswert ist zudem, dass diese sich durchgehend über die Rinnenbreite erstrecken.

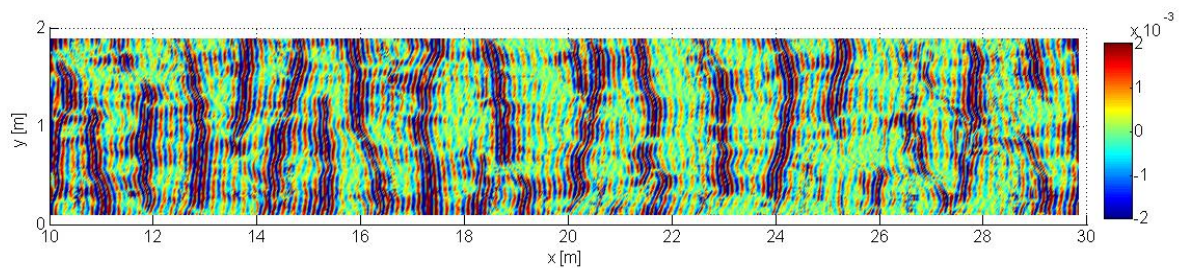


Bild 5-13: Gefilterte Flächendaten (W2T3) aus denen $\lambda > 0,2$ m entfernt wurden, Farbskala in m

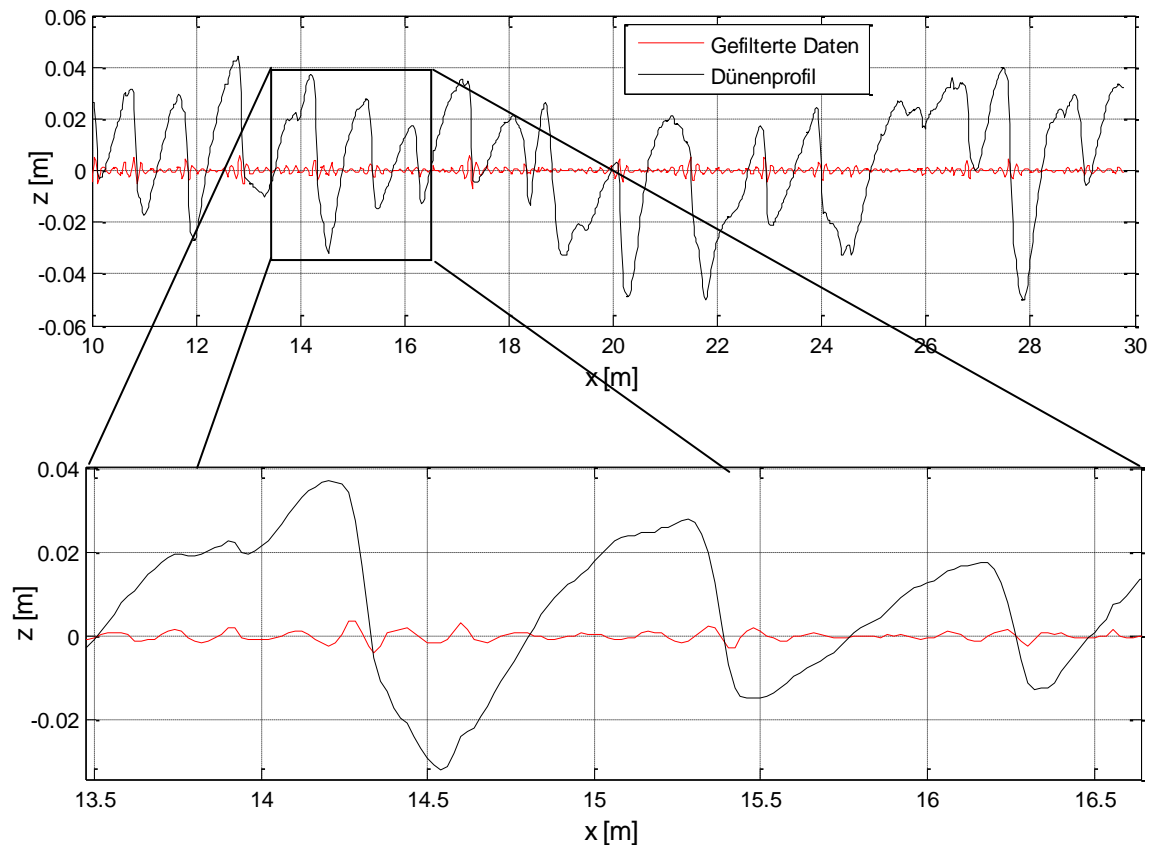


Bild 5-14: Dünenlängsschnitt und gefilterter Längsschnitt des gleichen Profils (oben), Ausschnitt (unten)

Die PSD der gefilterten Daten sind für den Bereich unterhalb der gefilterten Wellenlänge identisch mit den PSD der ungefilterten Dünensohlen und beinhalten insofern keine zusätzlichen Informationen. Um die Spektren der überlagernden Sohlformen weiter zu untersuchen, wurde ein 0,5 m x 1 m großer Ausschnitt betrachtet, in dem lediglich ein Dünenrücken vorhanden war. Dieser Ausschnitt wurde trendbereinigt (Bild 5-15a) und der Spektralanalyse unterzogen. Die PSD des Ausschnitts ist in Bild 5-15b mit der PSD der gefilterten Daten des Beispieldatensatzes dargestellt. Danach folgt die PSD des Ausschnitts ebenfalls ungefähr dem Zusammenhang $G(K_x) \propto K_x^{-4}$ und stimmt auch bezüglich des Energieanteils gut mit der PSD der Gesamtsohle überein. Bei $K_x > 40 \text{ rad/m}$, wo bei der ungefilterten Sohle der Skalierungsbereich der Dünen mit $a \propto K_x^{-3}$ beginnt, geht die PSD des Ausschnitts in einen Bereich flacherer Steigung über, was ein Indiz dafür ist, dass sich dort ein Übergang in eine andere Skalierungsregion befindet.

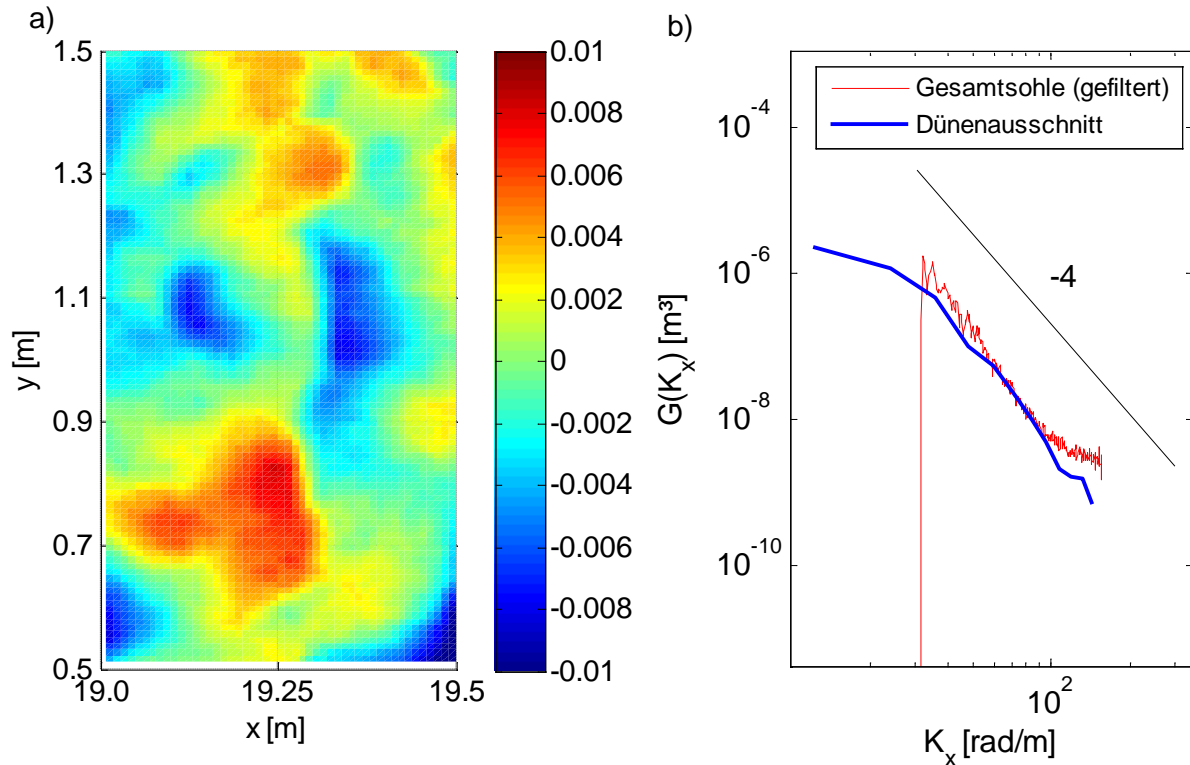


Bild 5-15: a) Ausschnitt eines Dünenrückens mit überlagernden Sand-Sheets, Farbskala in m, b) einseitiges Leistungsspektrum des dargestellten Ausschnitts und des um $\lambda > 0,2$ m gefilterten Datensatzes

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass die PSD der Dünensohlen durch einen Dünenbereich mit dem Skalierungszusammenhang $G(K_x) \propto K_x^{-3}$ geprägt sind, dessen Spektrum durch die Ergebnisse der Dünenlängen aus der geometrischen Analyse bestätigt werden. Der Knick am oberen Ende dieser Skalierungsregion und der daran anschließende Bereich ohne Steigung bedeuten, dass größere Sohlformen als die der Dünen in der Datenmenge nicht auftreten. Die durchgeführten Untersuchungen anhand der gefilterten Sohl Daten und des kleinen Sohl Ausschnitts bestätigen die These, dass es sich bei der unterhalb an den Skalierungsbereich der Dünen anschließenden Region um Spektren kleiner, die Dünen überlagernder Sohlformen (Sand-Sheets) handelt. Zwischen beiden Skalierungsregionen besteht kein klarer Übergang wie in dem Modellkonzept von Nikora et al. (1997), allerdings folgen mit $G(K_x) \propto K_x^{-4}$ die Spektren der kleinen Sohlformen einem anderen Zusammenhang als die Dünen. Steigungen von „-4“ wurden bisher bei Riffelsohlen beobachtet (z. B. Shen & Cheong 1977). Die mit der Wassertiefe ansteigenden Dünenhöhen (s. Kapitel 5.2.1) sind in den Spektren dadurch zu erkennen, dass die $G(K_x)$ im Skalierungsbereich der Dünen für größere Wassertiefen größer sind (Bild 5-11). Für die Skalierungsregion der überlagernden Sohlformen ist der Verlauf der $G(K_x)$ für die Versuchsabschnitte nahezu identisch, was dafür spricht, dass die Größe der Sohlformen in diesem Bereich, unabhängig von der Wassertiefe, konstant ist. Dieses Ergebnis wird durch die Untersuchungen von Venditti et al. (2005b) bestätigt. Unterhalb $\lambda = 0,08$ m ($K_x = 80$) schließt sich ein weiterer Bereich an, der in der Nähe der Auflösung der Analyse von $2\Delta x = 0,04$ m liegt und hier nur als Rauschen interpretiert werden kann. Abschließend muss angemerkt werden, dass für eine detaillierte Analyse der überlagernden Sohlformen die horizontale Auflösung nicht ausreichend ist.

Weiterhin wurde in Kapitel 5.2.2 für den Skalierungsbereich der Dünen der Faktor A_x (Gleichung 5-1, S. 73) bestimmt. Hino (1968) findet mit $A_x = 0,022$ einen konstanten Wert. Dagegen findet Nikora (1983) den Zusammenhang $A_x \propto Fr^{2,1}$ für $Fr < 0,26$ und in Übereinstimmung mit Hino (1968) $A_x = 0,022$ für $Fr > 0,26$. Die Untersuchungen von Aberle et al. (2010a) bestätigen bis zum Erreichen eines Grenzwertes um $A_x = 0,02$ die Zunahme von A_x mit zunehmendem Durchfluss. Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit weichen in zwei Punkten von den bisherigen Feststellungen ab: Zum Ersten wurde mit zunehmender Wassertiefe h (und somit größer werdenden Fr) eine Zunahme von A_x beobachtet, obwohl $Fr > 0,26$ (Tabelle 3-2, S. 35). Zum Zweiten sind die berechneten A_x mit Werten zwischen 0,034 und 0,060 deutlich größer als die bisher gefundenen. Gemäß Hino (1968) ist A_x eine Funktion des Böschungswinkels des Sohlmaterials, von welchem wiederum die Steilheit der Dünen abhängt. Grundsätzlich steigt A_x mit der Dünensteilheit δ/L an, da kompakte Dünen bezogen auf ihre Wellenlängen mehr Energie beinhalten. Die Dünensteilheit nimmt, wie A_x auch, mit steigendem Strömungsangriff bis zu einem Grenzwert zu (z. B. Yalin & Karahan 1977). Werden die ermittelten A_x aus Tabelle 5-2 den in Tabelle 5-1 gegebenen δ/L nach der Nulldurchgangsmethode gegenüber gestellt, wird eine nahezu lineare Beziehung beider Parameter deutlich (Bild 5-16). Im Gegensatz dazu stellen Nikora (1983) sowie Grinvald & Nikora (1988) fest, dass A_x als Quadrat der charakteristischen Steilheit der Skalierungsregion interpretiert werden kann.

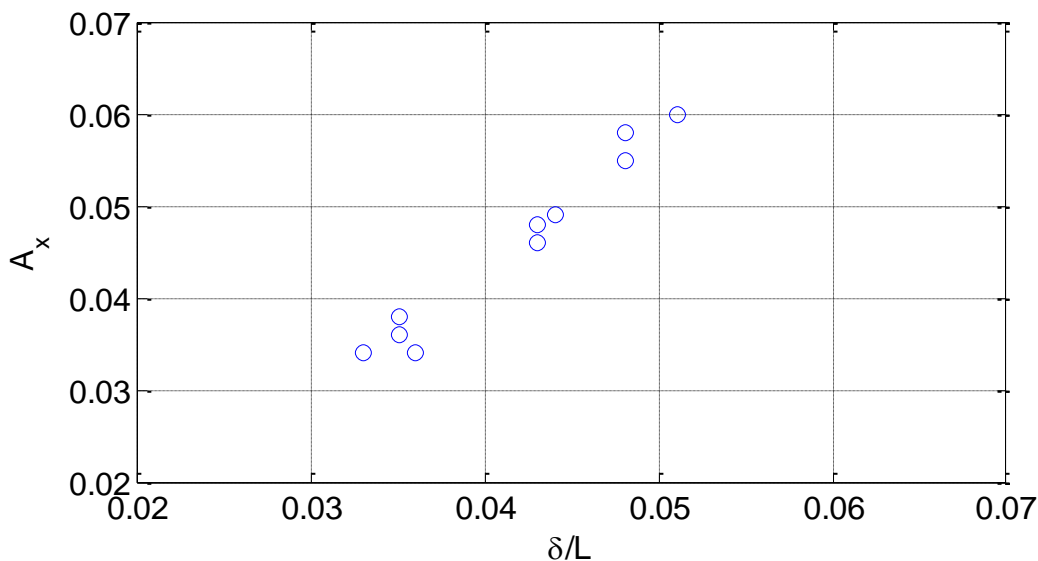


Bild 5-16: Skalierungsfaktor A_x über Dünensteilheit δ/L

Yalin & Karahan (1979) geben in Abhängigkeit der Feststoff-Reynoldszahl Re_* die maximale Dünensteilheit für die vorliegende hydraulisch-sedimentologische Konstellation (Tabelle 3-2, S. 35) mit $(\delta/L)_{max} = 0,018$ an. Nach der einfachen Faustformel, dass $\delta = h/(2\pi)$ und $L = 2\pi h$ (z. B. Yalin & Karahan 1979, van Rijn 1984, s. Kapitel 2.2) ergibt sich unabhängig von der Wassertiefe $\delta/L = 1/(4\pi^2) = 0,025$. Im Vergleich mit dieser groben Abschätzung der zu erwartenden Dünensteilheit ist die beobachtete Dünensteilheit der Versuche (Tabelle 5-1) groß. Da δ/L aus Hino (1968), Nikora et al. (1997) und Aberle et al. (2010a) nicht bekannt sind, kann hier nur hypothetisiert werden, dass die Größe der gemessenen A_x auf eine große Dü-

nensteilheit zurückzuführen ist. Der genaue Zusammenhang beider Parameter muss über den Umfang dieser Arbeit hinaus untersucht werden.

Gute Übereinstimmung mit den aus der geometrischen Analyse bestimmten Dünenlängen L lieferte der Kehrwert der mittleren Wellenzahl des Spektrums $\lambda_1 = m_0/m_1$. Entgegen der Feststellung von Squarer (1968) bzw. Annambhotla (1969), stimmten λ_1 besser mit der Dünenlänge aus den geometrischen Methoden überein als das für Dünensohlen von Rinnen vorgeschlagene λ_2 (Gleichung 5-3, S. 74). Dazu muss angemerkt werden, dass die Bestimmung mittlerer Parameter des Spektrums nur erfolgreich sein kann, wenn die untersuchte Sohlform, wie im vorliegenden Fall Dünen, das Spektrum dominiert und deren Skalierungsbereich durch das Spektrum vollständig abgebildet wird.

Aus der Analyse der einseitigen Leistungsspektren $G(K_y)$ in Querrichtung wurde der Schluss gezogen, dass für die Versuche mit mittlerer und größter Wassertiefe W2 und W3 nicht das gesamte mögliche Spektrum an Breiten abgebildet wurde. Als Ursache dafür wird kann die Beschränkung der Dünenbreite durch die Rinnenbreite genannt werden. Zudem zeigt der Verlauf der $G(K_y)$, dass Wellenlängen (Dünenbreiten) $> 0,6$ m bei den Versuchen mit größerer Wassertiefe stärker vertreten sind, wohingegen Wellenlängen zwischen 0,06 m und 0,35 m in den Versuchen geringer Wassertiefe stärker vertreten sind. Diese Wellenlängen werden nach in Augenscheinnahme der Flächendaten der Sohlen nicht in erster Linie mit den zuvor untersuchten überlagernden Sand Sheets in Verbindung gebracht, sondern mit der Dreidimensionalität der Sohle, die sich in vom Ende der Düne her zunehmenden Dünenbreiten und den Dünenrücken überlagernde Längsformen äußert (s. Bild 5-17). Tatsächlich nimmt die Ausprägung und Anzahl dieser Längsformen mit zunehmender Wassertiefe ab (s. Darstellung aller Flächendatensätze in Anhang 1).

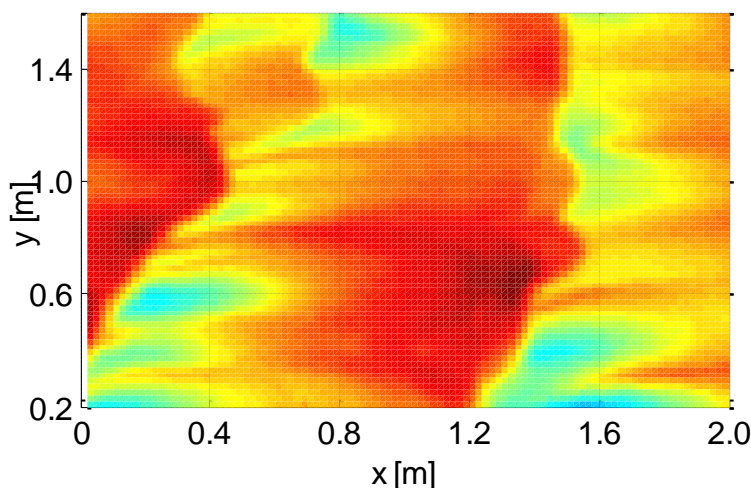


Bild 5-17: Ausschnitt aus dem DGM der Flächendaten einer Dünensohle, mit x wird deren Breite größer, zudem treten auf den Dünenrücken Längsformen auf

Die Autokorrelationsanalyse in Form der Strukturfunktionen 2. Ordnung ergab, dass die Auswertung der Wellenlängen aus den $D_{G2}(l_x, 0)$ eine gute Übereinstimmung mit den mittleren Dünenlängen aus der geometrischen Analyse zeigt. Außerdem ist anhand der Analyse von $D_{G2}(0, l_y)$ eine Abschätzung der Dünenbreite möglich. Schließlich kann aus der Betrachtung der $D_{G2}(l_x, l_y)$ der Frontverlauf der Dünen untersucht werden. Die Einordnung der Ergebnisse

bezüglich der Dünenlängen fällt leicht, da aus der geometrischen Analyse und aus den zuvor angestellten statistischen Betrachtungen Vergleichswerte vorliegen. Die ermittelten Wellenlängen zeigen gute Übereinstimmung mit den Dünenlängen aus der Nulldurchgangsmethode. Die Bestimmung der Dünenbreite ist schwieriger vorzunehmen, wie schon aus der visuellen Beurteilung der Dünensohlen ersichtlich ist (s. Bild 5-17). Zudem existieren nur wenige Ansätze zur Bestimmung von Dünenbreiten und der damit einhergehenden Dreidimensionalität der Sohle (z. B. Allen 1968, Ashley 1990, Venditti et al. 2005a). Die Ergebnisse der Autokorrelationsanalyse zeigen, dass die Dünenbreite mit steigender Wassertiefe größer wird und bei den Versuchen mit mittlerer und großer Wassertiefe durch die Rinnenbreite begrenzt ist, wodurch die aus der Spektralanalyse gewonnenen Ergebnisse bestätigt werden. Durch diese Begrenzung kommt es zu dem Effekt, dass die Dünen der Versuche W2 und W3 in ihrer Dreidimensionalität eingeschränkt sind. Somit genügt die Faustregel, dass die Rinnenbreite größer sein muss als die Dünenlänge, um die ungehinderte laterale Entwicklung der Dünen zu ermöglichen (z. B. Crickmore 1970), nicht.

Sowohl die Analyse der Leistungsspektren über die Rinnenbreite als auch die Strukturfunktionen 2. Ordnung zeigen, dass die Dünen, eingeschränkt durch die Rinnenbreite, für die Versuche W2 und stärker noch für W3 nicht ihre volle ungestörte Breite entwickeln konnten. Zudem wurde in allen Analysen bei W3 die gleiche oder eine geringere Dünenlänge ermittelt als bei W2. An dieser Stelle muss angemerkt werden, dass durch eine Beschränkung der Dünenbreite mit steigenden Wassertiefen auch die Dünenlänge einer Abhängigkeit von der Dünenbreite (bzw. der Wassertiefe) unterliegen kann, wodurch die Wassertiefenabhängigkeit der Dünensteilheit ebenfalls auf die beschränkte Rinnenbreite zurückzuführen wäre.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass alle untersuchten statistischen Verfahren Ersatzmaße für die etablierte Dünenlänge und -höhe bieten. Zudem besteht mit der Analyse der Strukturfunktionen eine Möglichkeit, die Querausdehnung und somit die Dreidimensionalität zu beschreiben.

Die Standardabweichung der Sohlhöhen als Ersatzmaß für die Dünenhöhe wurde umfangreich untersucht. Nie zuvor wurde ein Vergleich der Ergebnisse der Maxima-Minima-Methode und der Nulldurchgangsmethode mit der Standardabweichung durchgeführt. Der gefundene Zusammenhang $\delta = 2\sigma$ bzw. $\delta = 2,4\sigma$ liegt im Bereich von Ergebnissen vorheriger Studien zum Vergleich der Standardabweichung mit der Dünenhöhe (z. B. Coleman et al. 2011). Da die Unsicherheiten bei diesem Vergleich eindeutig auf der Seite der geometrischen Methoden liegen, ist die Standardabweichung der konventionellen Bestimmung der Dünenhöhe in jedem Fall vorzuziehen, zumal diese, neben der Bearbeitungsunabhängigkeit den Vorteil bietet, dass außer einer Trendbereinigung keine Vorbereitung der Daten notwendig ist und sie in wenigen Sekunden auch für größte Datenmengen berechnet werden kann.

Da die Datenmenge aus Höhenwerten besteht, kann die Analyse der Dünenhöhe deutlich einfacher durchgeführt werden als die der Dünenlänge oder -breite. Die Beschreibung der Geometrie von Dünen durch die Dünenlänge basiert auf der Abbildung von Dünen in Dünenlängsschnitten. Diese Art der Darstellung hat die Definition der Dünengeometrie über die letzten Jahrzehnte geprägt. Wie die Betrachtung dreidimensionaler Dünensohlen zeigt, ist die Vorstellung, dass Dünen eine definierte Länge haben, nicht zutreffend. Insofern ist die Längsausdehnung dreidimensionaler Dünen durch Wellenzahlbereiche, wie sie z. B. durch

Leistungsdichtespektren für verschiedene Skalierungsbereiche gegeben werden, besser repräsentiert. Wo mittlere Ersatzmaße für die Dünenlänge benötigt werden, bietet die Klassifizierung der Dünensohle anhand der spektralen Momente oder der Autokorrelationsfunktionen eine gute Alternative. Diese Aussagen treffen genauso für die Bestimmung eines Maßes der Dünenbreite zu.

6 Dünendynamik

6.1 Kreuzkorrelationsanalyse

6.1.1 Räumlicher Ansatz

Die Analyse der Dünendynamik wird anhand der Daten der Zeitreihen (Kapitel 4.3) durchgeführt und beinhaltet die Bestimmung der Dünenwandergeschwindigkeit und die Betrachtung von Deformationsprozessen, die während der Dünenwanderung durch ständige Umbildung der dreidimensionalen Dünen auftreten (s. Kapitel 2.2). Ein wichtiges Werkzeug zur Bestimmung der Dünendynamik aus Zeitreihen besteht in der Kreuzkorrelationsanalyse (s. Kapitel 2.4.2). Die Anwendbarkeit der Kreuzkorrelationsanalyse (KKA) ist an gewisse Randbedingungen bezüglich des zeitlichen Abstands der Aufnahmen und der Wandergeschwindigkeit des Dünenfeldes bzw. dessen Deformationsverhaltens gebunden. Da diese Randbedingungen von der hydraulisch-sedimentologischen Konstellation der Versuche abhängen, müssen zunächst für die vorliegenden Datensätze sinnvolle räumliche und zeitliche Vorschubmaße l_x und l_y bzw. τ definiert werden.

Dabei werden in einem ersten Schritt die mittleren Wandergeschwindigkeiten u_d und v_d des Dünenfeldes in Längs- bzw. Querrichtung des gesamten Bereichs der Zeitreihe (s. Kapitel 4.3) bestimmt. Anhand der KKA wird durch Variation der Vorschubmaße l_x bzw. l_y (in x - bzw. y -Richtung) die Längs- und Querverschiebung des Dünenfeldes ξ bzw. ν aus den um τ versetzten Sohlaufnahmen ermittelt (Kapitel 2.4.2). Die Geschwindigkeit des Dünenfeldes berechnet sich aus

$$u_d = \frac{\xi}{\tau}, \quad v_d = \frac{\nu}{\tau}. \quad 6-1$$

Die Werte von ξ und ν werden dabei für einen zu definierenden zeitlichen Abstand τ mittels der Auto- bzw. Kreuzkorrelationsfunktion $R(l_x, l_y, \tau)$ gemäß Gleichung 2-17 bestimmt. Der maximale Korrelationskoeffizient tritt bei gegebenem τ per Definition bei Vorschubmaßen ξ und ν auf und ist somit $R(\xi, \nu, \tau)$.

Da die Dünen während der Wanderung einer Deformation unterliegen, sind für kleine Ausschnitte und große τ die Berechnungsergebnisse der KKA schlechter als für große Ausschnitte bzw. kleine τ . Zudem kann $R(\xi, \nu, \tau)$ als Maß der Deformation heran gezogen werden, wobei kleine $R(\xi, \nu, \tau)$ auf eine große Verformung im betrachteten Zeitraum schließen lassen (z. B. McElroy & Mohrig 2009). Außerdem spielt die räumliche Diskretisierung der Daten eine Rolle für die Güte des Ergebnisses. Die Dünen müssen sich innerhalb des Zeitintervalls τ weiter als die Auflösung der Daten Δx bewegt haben, um in der folgenden Aufnahme nicht an derselben Stelle beobachtet zu werden ($u_d \cdot \tau > \Delta x$).

Die Auflösung der Rohdaten der Zeitreihe von ca. 0,02 m x 0,02 m ist durch das aufprojizierte Raster des Messsystems (Kapitel 3.2) bestimmt. Um die Auflösung von l_x und l_y zu erhöhen, wurden die Daten mittels des Verfahrens der inversen Abstandsquadrate in DGM mit einer Auflösung von 0,01 m x 0,01 m interpoliert (s. Kapitel 4.3). Anhand der Verteilungsfunk-

tionen der Sohlhöhen und mittels Spektralanalyse wurde überprüft, dass die Eigenschaften der Datenmenge durch diese Maßnahme nicht verändert werden (hier nicht gezeigt).

Die ursprünglich mit einer zeitlichen Auflösung $\Delta t = 20$ s aufgenommenen Zeitreihen wurden jeweils über 3 DGM zu Minuten-Mittelwerten ($\Delta t = 60$ s) zusammengefasst (s. Kapitel 4.3). Da die Wandergeschwindigkeit der Dünen so gering ist, dass deren Fortschritt innerhalb $\tau = 60$ s teilweise unterhalb der räumlichen Diskretisierung liegt, kann bei dieser Auflösung lediglich festgestellt werden, ob sich das Dünenfeld bewegt hat oder nicht. Um die Auflösung von u_d weiter zu verbessern, wurden Auswertungen mit τ zwischen 2 und 10 Minuten untersucht. Die Ergebnisse sind in Bild 6-1 für einen exemplarischen zeitlichen Ausschnitt der Zeitreihe dargestellt. Die Ergebnisse für $\tau = 2$ min bieten nur eine grobe Auflösung der Geschwindigkeiten, mit zunehmendem τ wird diese besser. Nach visueller Überprüfung der Ergebnisse für die gesamte Zeitreihe wurde für die weitere Auswertung $\tau = 10$ min gewählt.

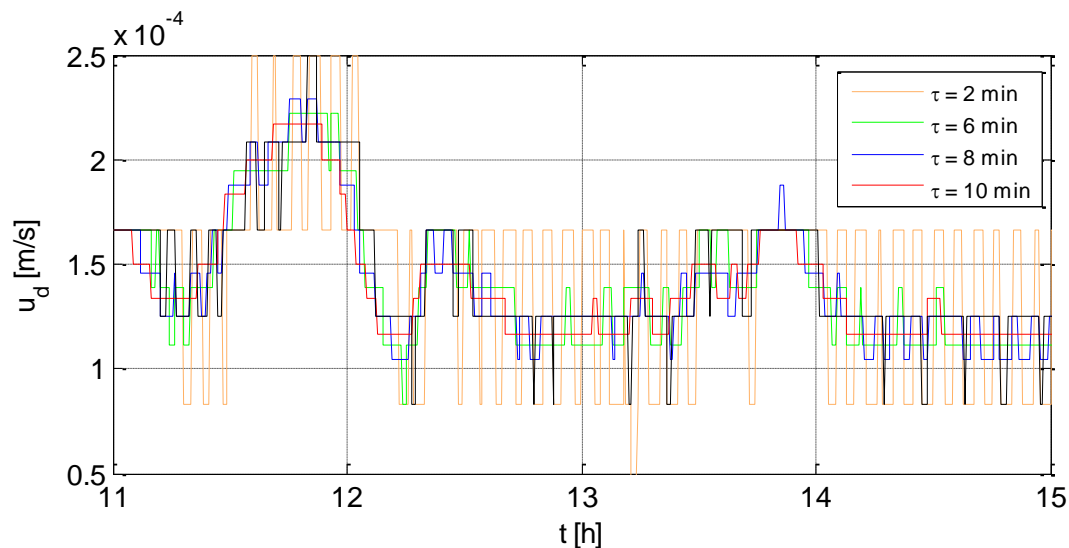


Bild 6-1: Ergebnisse der Kreuzkorrelationsanalyse in einem 4 Versuchsstunden umfassenden Ausschnitt der Zeitreihe für verschiedene zeitliche Verschiebemaße τ

Erwähnenswert ist, dass die Bestimmtheitsmaße mit zunehmendem τ kleiner werden, da mit länger andauernder Wanderung die Deformation zunimmt. Zudem nimmt $R(\xi, \nu, \tau)$ für große u_d ab, da schneller wandernde Dünen einer größeren Deformation unterliegen. Dieser Zusammenhang wird durch die Darstellung der $R(\xi, \nu, \tau)$ für verschiedene τ in Abhängigkeit der Versuchszeit in Bild 6-2 verdeutlicht.

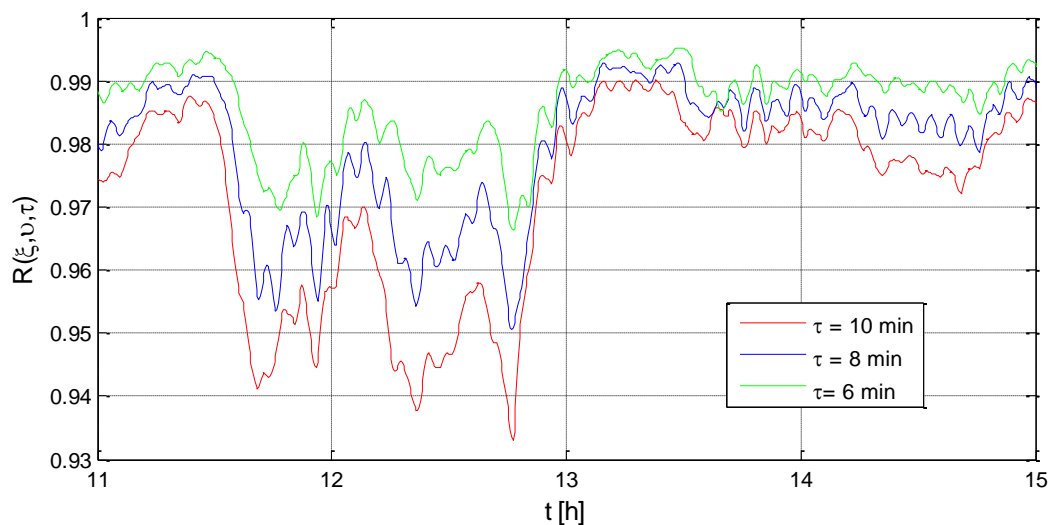


Bild 6-2: $R(\xi, v, \tau)$ in Abhängigkeit für der Versuchszeit für verschiedene zeitliche Verschiebemaße τ

Die Ergebnisse der Längs- und Quergeschwindigkeiten u_d und v_d sind für die gesamte Zeitreihe in Bild 6-3 in Abhängigkeit der Versuchszeit dargestellt. Negative v_d bedeuten eine Bewegung des Dünenfeldes nach rechts, positive v_d eine Bewegung nach links. Zu Beginn des Versuchs bilden sich Dünen von der ebenen Sohle aus. Die anfangs sehr kleinen Sohlformen bewegen sich mit großer Geschwindigkeit, die im Verlauf der ersten 6 Versuchsstunden abnimmt, bis sich mit $u_d \approx 1,5 \cdot 10^{-4}$ m/s ein dynamisches Gleichgewicht einstellt. Dieses Verhalten deckt sich mit der Feststellung, dass sich die Sohlformen nach den ersten 6 Versuchsstunden einem dynamischen Gleichgewicht genähert haben (s. Kapitel 4.3). Wie in Kapitel 4.3 bemerkt wurde, ist der räumliche Ausschnitt der Zeitreihe zu klein, um stationäre Daten zu enthalten, was sich auch in der Schwankung der ermittelten Wandergeschwindigkeiten widerspiegelt. Nach dem ersten Wechsel zum Abschnitt größerer Wassertiefen bei $t = 24$ h treten keine nennenswert anderen Wandergeschwindigkeiten auf. Im letzten Versuchsabschnitt der größten Wassertiefen (ab $t = 42$ h) kommt es zu einem leichten Anstieg der Wandergeschwindigkeiten. Erwähnenswert ist zudem, dass über den gesamten Versuch Quergeschwindigkeiten des Dünenfeldes v_d gemessen wurden. Diese heben sich im zeitlichen Mittel mit $v_d = -3 \cdot 10^{-6}$ m/s jedoch fast auf.

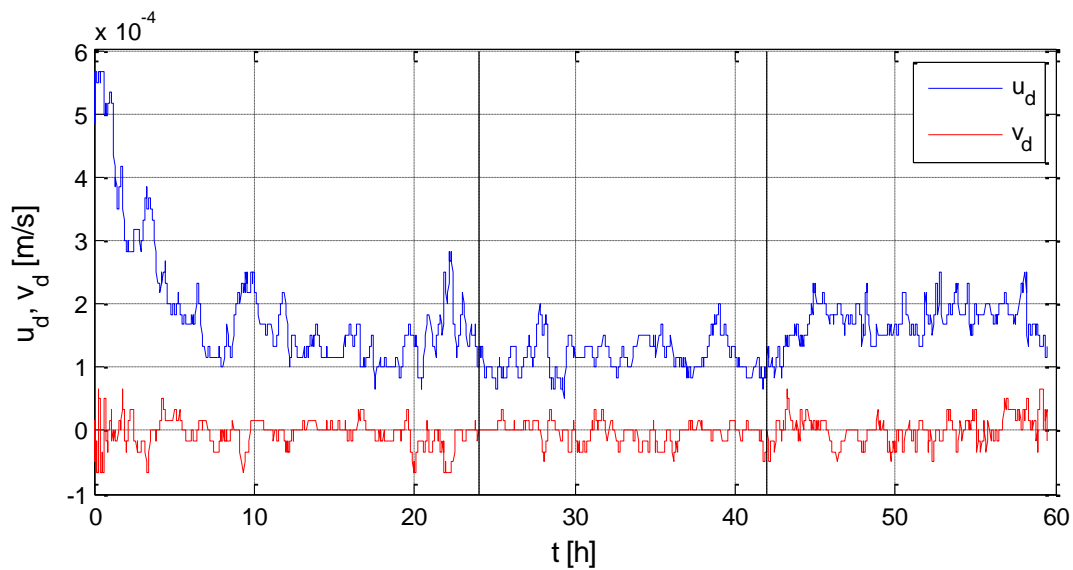
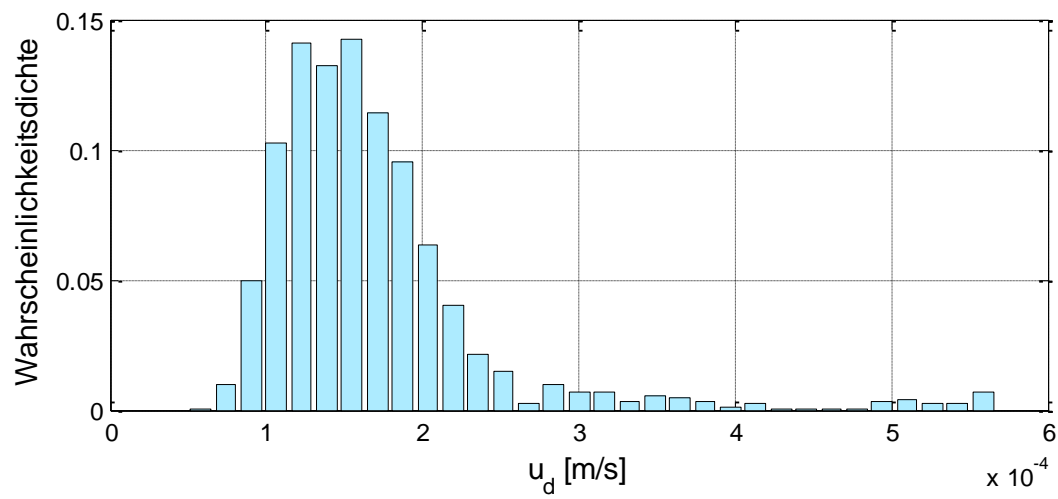
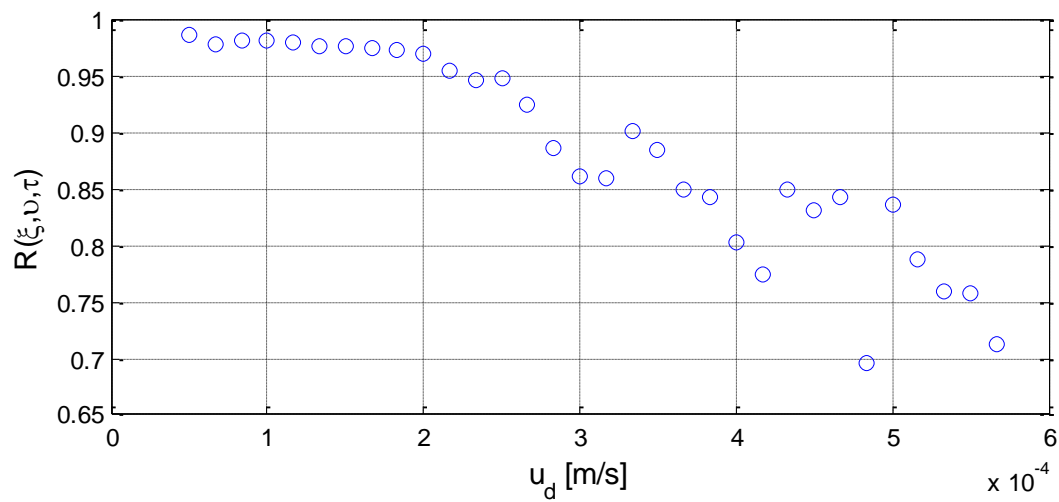
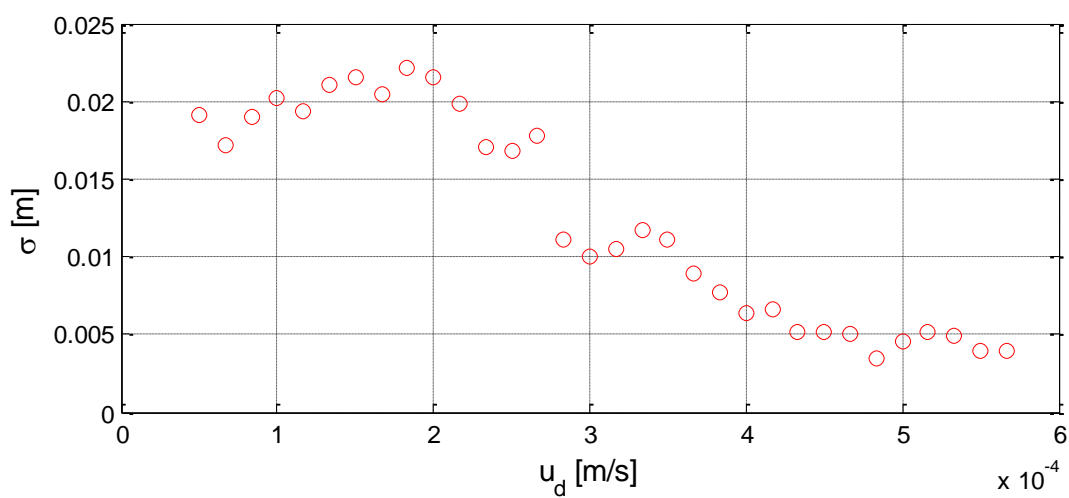


Bild 6-3: Wandergeschwindigkeiten u_d und v_d für die Zeitreihe, vertikale Linien kennzeichnen die Wechsel zwischen den Versuchsabschnitten verschiedener Wassertiefen

Durch die Rastergröße der Daten ist ein stufiger Verlauf von u_d und v_d vorgegeben. Über den Versuch wurden 32 unterschiedliche (diskrete) Werte von u_d ermittelt. Die Verteilungsfunktion der u_d ist in Bild 6-4 dargestellt. Darin zeigt sich, dass die Daten grob einer Log-Norm-Verteilung folgen.

Um den Zusammenhang zwischen Wandergeschwindigkeit und Deformation, repräsentiert durch $R(\xi, \nu, \tau)$, näher zu untersuchen, wurden die Daten in der Reihenfolge von u_d sortiert und die Mittelwerte $R(\xi, \nu, \tau)$ für jede der 32 Geschwindigkeitsklassen gebildet. Das Ergebnis ist in Bild 6-5 dargestellt. Darin zeigt sich ein klarer, nicht linearer Zusammenhang zwischen beiden Parametern. Im Bereich großer Geschwindigkeiten schwanken die Mittelwerte von $R(\xi, \nu, \tau)$, da hier teilweise nur sehr wenig Wertepaare vorliegen (vgl. Bild 6-4).

Bild 6-4: Verteilungsfunktion der Dünenwandergeschwindigkeiten u_d Bild 6-5: Korrelationskoeffizienten $R(\xi, v, \tau)$ als Funktion von u_d Bild 6-6: Standardabweichung der Sohlhöhen σ als Funktion von u_d

Ein Zusammenhang besteht auch zwischen Dünenhöhe und Dünenwandergeschwindigkeit (s. Kapitel 2.2). Die Daten wurden auf diesen Zusammenhang hin untersucht, indem ebenfalls für die 32 Klassen von u_d die Mittelwerte der Standardabweichung des Dünenfeldes σ (s. Kapitel 4.3) als Maß für die Dünenhöhe (s. Kapitel 5.2.1) gebildet wurden. Das Ergebnis in Bild 6-6 zeigt auch hier eine deutliche Abhängigkeit beider Parameter. Wie in Kapitel 4.5 festgestellt wurde, deutet eine hohe Standardabweichung oft auf das Vorhandensein tiefer Kolke in der Datenmenge hin. Dies deckt sich mit Beobachtungen aus der Animation der DGM, in der augenscheinlich tiefe Kolke langsamer wanderten als umliegende Dünen (kann hier nicht gezeigt werden).

6.1.2 Längsprofilansatz

Im Folgenden werden die Daten der Zeitreihe in Längsprofile zerlegt und mittels Kreuzkorrelationsanalyse ausgewertet. Zuvor muss angemerkt werden, dass die vorliegende Zeitreihe mit einem Aufnahme Fenster von 1 m x 1 m lediglich eine Längsausdehnung der Größenordnung der mittleren Dünenlänge hat, wodurch teilweise in einem Längsprofil weniger als eine Dünenform enthalten ist. In bisherigen Arbeiten wurde die Kreuzkorrelationsanalyse auf Längsprofile angewendet, in denen mehrere Dünenformen vorhanden sind (s. Kapitel 2.5). In Bild 6-7 sind exemplarisch Längsschnitte einer Aufnahme und die Evolution eines Längsschnitts in Intervallen von 10 min über den Verlauf von 30 min gegeben. Die Aussagekraft bezüglich der Mittelwerte des Systems verschlechtert sich durch die Berechnung der KKA für Längsschnitte, da lokale Geschwindigkeitsschwankungen, z. B. durch Deformationsvorgänge, stärker Berücksichtigung finden. Somit sind auch schlechtere Bestimmtheitsmaße $R(\xi, \tau)$ zu erwarten als bei der Analyse längerer Sohlschnitte oder der KKA mit dem Oberflächenansatz (Kapitel 6.1.1).

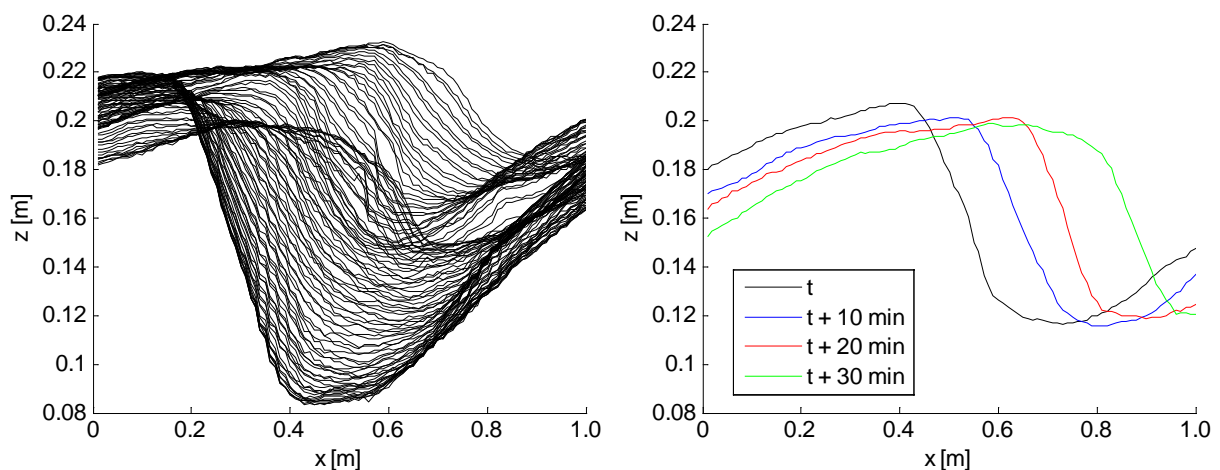


Bild 6-7: Längsschnitte des Dünenfeldes für einen diskreten Zeitpunkt t (links), Wanderung eines einzelnen Längsprofils in 10 min Intervallen

Die Wandergeschwindigkeiten u_d wurden nach Gleichungen 6-1 und 2-17 (S. 22) bestimmt. Als zeitlicher Abstand wurde wie bei den Berechnungen nach dem Oberflächenansatz $\tau = 10$ min gewählt. Die u_d und $R(\xi, \tau)$ der Berechnung sind in Bild 6-8 über die Rinnenbreite in Abhängigkeit der Versuchszeit dargestellt.

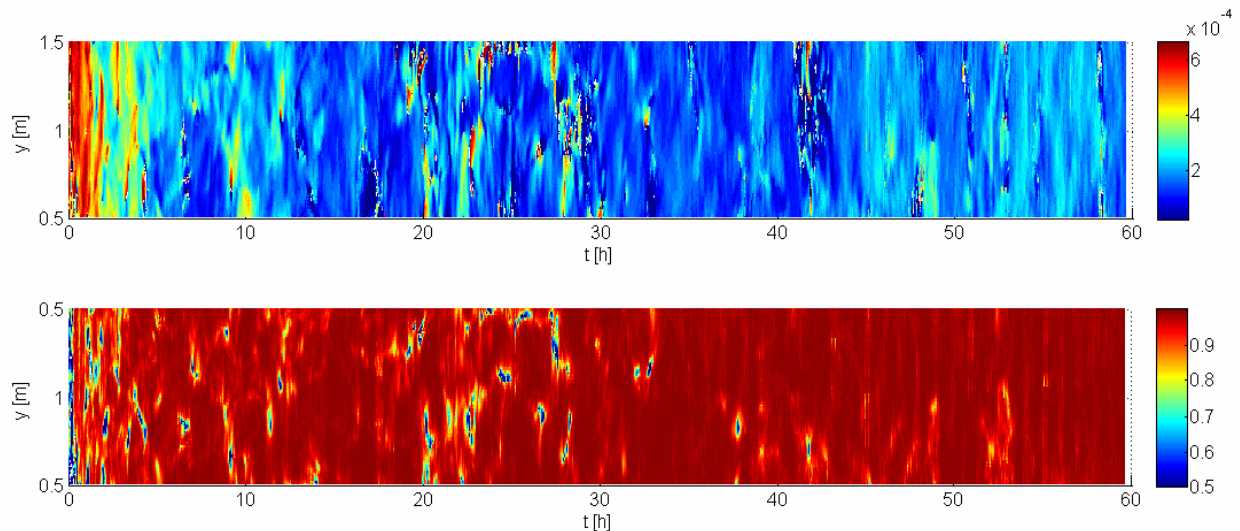


Bild 6-8: Ergebnisse der KKA angewendet auf Längsschnitte der Zeitreihe, dargestellt in Abhängigkeit der Versuchszeit und Rinnenbreite y , oben Geschwindigkeiten u_d in [m/s], unten Bestimmtheitsmaße $R(\xi, \tau)$

Bild 6-8 zeigt, dass die Geschwindigkeiten nicht nur über die Versuchszeit schwanken (s. Kapitel 6.1.1), sondern bedingt durch die Dreidimensionalität der Sohle und Deformationsprozesse auch über die Rinnenbreite. Lokal werden in Einzelfällen große u_d berechnet, entsprechend sind in diesen Bereichen die $R(\xi, \tau)$ deutlich geringer. Die Prüfung der Daten in diesen Bereichen (hier nicht gezeigt) ergab, dass zu den Zeitpunkten erhöhter u_d überwiegend tatsächlich große Längs- und Quergeschwindigkeiten auftraten. Die Quergeschwindigkeiten spielen für die Auswertung der Längsschnitte insofern eine Rolle, als dass bei einer Querverschiebung des Dünenfeldes in zeitlich aufeinander folgenden Längsschnitten das Auffinden der Dünenformen erschwert wird. Entsprechend werden die Bestimmtheitsmaße schlechter. Berechnungsfehler können auftreten, wenn keine klare Dünenform in den fraglichen Längsschnitten vorliegt. Dies ist der Fall, wenn z. B. nur ein Dünenrücken in den Daten enthalten ist. Zudem ist erwähnenswert, dass der Verlauf der Bestimmtheitsmaße $R(\xi, \tau)$ einer zeitlichen Regelmäßigkeit unterliegt. Besonders während der letzten Versuchsstunden zeigt sich regelmäßig jede Versuchsstunde ein über die Rinnenbreite konstanter, leichter Abfall der $R(\xi, \tau)$ (Bild 6-8). Der Grund dafür ist, dass sich während der intervallweise stündlichen Geschiebezugabe (Kapitel 3.1) die Aufnahmegüte geringfügig verschlechterte.

Die Ergebnisse der u_d in Bild 6-8 können auch genutzt werden, um Geschwindigkeitsquerschnitte des Dünenfeldes zu gewinnen. Hierbei werden die Mittelwerte über die Versuchszeit und die 100 Längsprofile berechnet. Das Ergebnis ist in Bild 6-9 dargestellt. Demnach bewegen sich, über die Versuchszeit gemittelt, die Dünen in einigen Bereichen schneller. Dass die Eigenschaften der Sohle einer Abhängigkeit von y unterliegen, wurde auch in Kapitel 4 festgestellt.

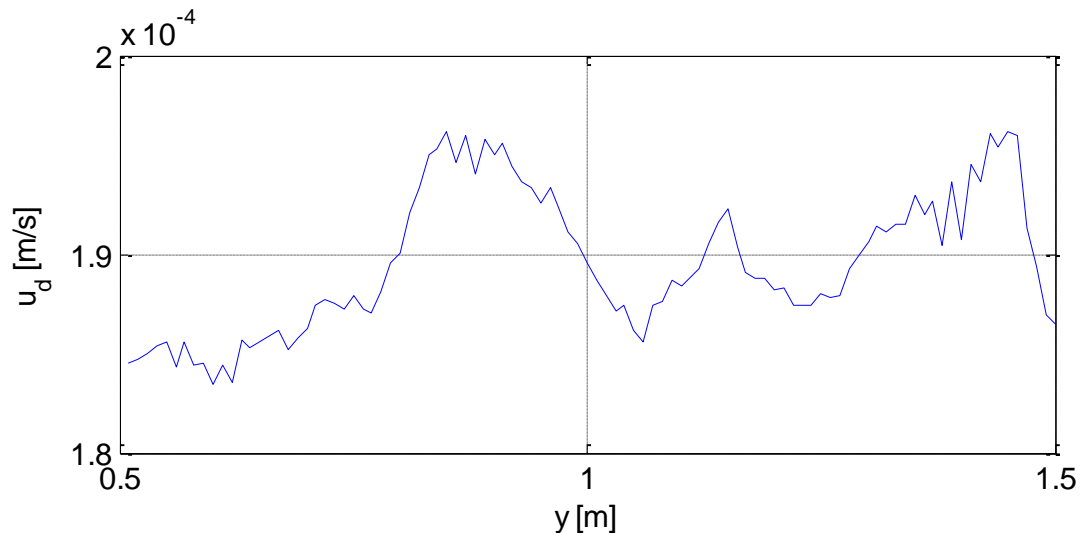


Bild 6-9: Geschwindigkeitsquerschnitt für das Dünenfeld über die gesamte Zeitreihe

6.1.3 Unterbereichsansatz

Deformationsprozesse bedeuten eine Beschleunigung bzw. Verzögerung einzelner Bereiche des Dünenfeldes. Da sowohl Beschleunigung als auch Verzögerung in einem großen Ausschnitt des Dünenfeldes zeitgleich auftreten, heben sich die Prozesse in der Mittelwertbildung zum Teil auf. Durch eine räumliche Unterteilung des Aufnahmebereichs und die Anwendung der Kreuzkorrelationsanalyse (KKA) in den durch die Unterteilung entstandenen Unterbereichen können Bereiche höherer und geringerer Dünenwandergeschwindigkeit identifiziert werden (s. auch Henning et al. 2010), wodurch ein Rückschluss auf die Deformation des Dünenfeldes möglich ist. Die laterale Deformation wurde in Kapitel 6.1.2 untersucht, daher liegt der Fokus des vorliegenden Kapitels auf der Verknüpfung der Wandergeschwindigkeit in den Unterbereichen des Dünenfeldes mit der Höhe des Dünenfeldes. Dadurch ist es möglich festzustellen, ob tiefere (Kolk-)Bereiche des Dünenfeldes andere dynamische Eigenschaften haben als exponierte (Kamm-)Bereiche.

Der räumliche Ausschnitt der Zeitreihe wurde in 2×4 Unterbereiche unterteilt. Somit wurden 8 Unterbereiche mit einer Ausdehnung von $0,5 \text{ m} \times 0,25 \text{ m}$ erhalten (Bild 6-10), in denen die Auswertung mittels Kreuzkorrelationsanalyse durchgeführt wurde. Da in den kleineren Ausschnitten allgemein kleinere Vorschübe l_x, l_y möglich sind und wegen des verstärkten Einflusses der Deformation in den Unterbereichen, wurde der zeitliche Abstand τ gegenüber der Anwendung der KKA auf den gesamten Bereich der Zeitreihe (Kapitel 6.1.1) auf $\tau = 4 \text{ min}$ verringert. Um eine möglichst große Datenmenge zu analysieren, wurde keine Trennung in Abschnitte unterschiedlicher Wassertiefen vorgenommen. Da der Versuch mit einer ebenen Sohle begonnen wurde und die Dünen sich während der ersten 6 Versuchsstunden erst entwickelten, wurde dieser Abschnitt in der folgenden Auswertung nicht berücksichtigt.

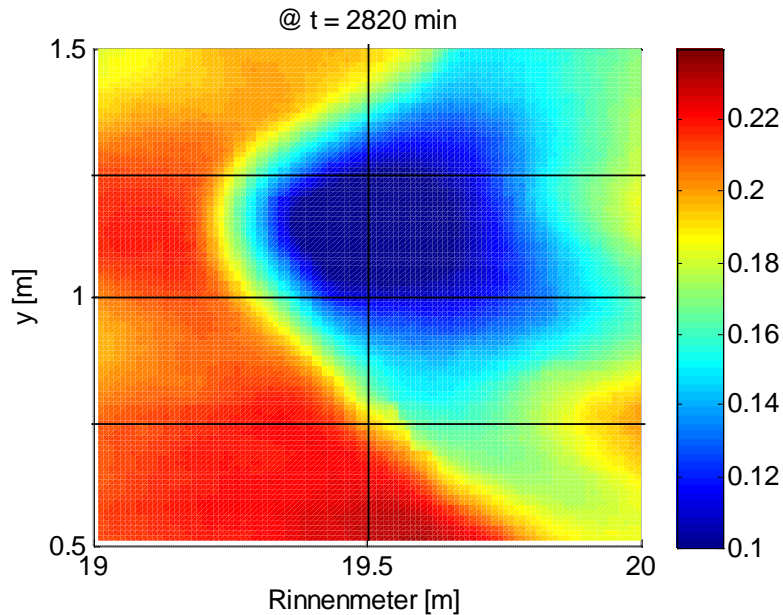


Bild 6-10: Räumlicher Ausschnitt der Zeitreihe mit Unterbereichen für die Kreuzkorrelationsanalyse, Farbskala in [m]

Pro Unterbereich und Zeitschritt wurden die Wandergeschwindigkeiten u_{sub} und v_{sub} und die mittlere Höhe z_{sub} bestimmt. Auf diese Weise wurden 25880 Daten-Tripel $\{u_{sub}, v_{sub}, z_{sub}\}$ erhalten. Bild 6-11 zeigt die Verteilung der Wandergeschwindigkeiten u_{sub} . Demnach sind die Längsgeschwindigkeiten ungefähr log-normal verteilt (vgl. Bild 6-4, S. 97). Es wurden vereinzelt Geschwindigkeiten bis zu $1,2 \cdot 10^{-3}$ m/s ermittelt. Der Anteil von Geschwindigkeiten $u_{sub} > 0,5 \cdot 10^{-3}$ m/s an der Gesamtmenge der Daten liegt bei 1,2 %. Möglicherweise stehen diese mit schnell wandernden, überlagernden Formen in Verbindung (s. Kapitel 6.3).

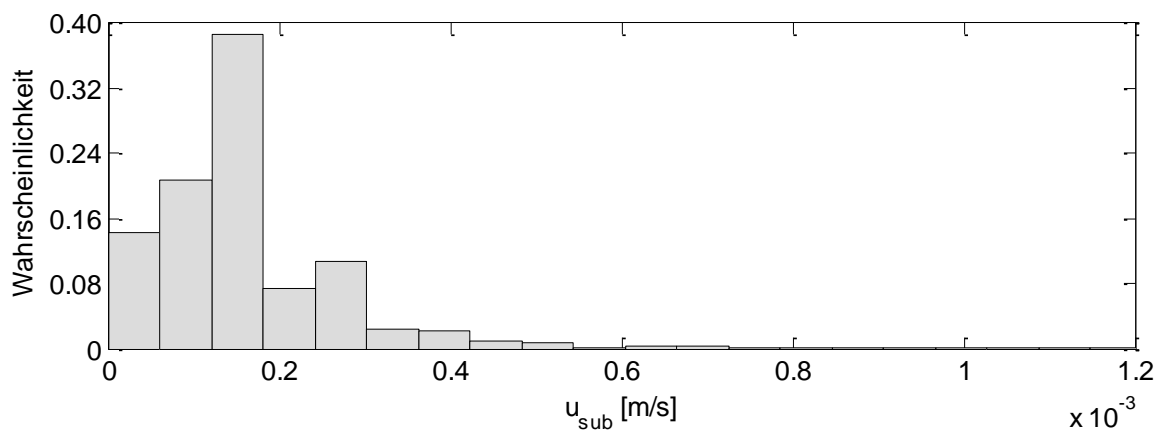


Bild 6-11: Verteilungsfunktion der Wandergeschwindigkeiten aus der Kreuzkorrelationsanalyse in den Unterbereichen u_{sub}

In einem nächsten Schritt wurden die Daten-Tripel $\{u_{sub}, v_{sub}, z_{sub}\}$ in aufsteigender Ordnung nach z_{sub} sortiert. Da die Einzelergebnisse stark streuen, mussten diese für die Darstellung einer Mittelwertbildung unterzogen werden. Dabei wurde so vorgegangen, dass die nach Höhen sortierte Menge der Daten-Tripel in 10 Container unterteilt wurden, die jeweils eine identische Menge an Daten enthalten. Jeder Container beinhaltet somit 2588 Daten-Tripel. Darauf wurden in den 10 Containern die Mittelwerte z_m , $u_d(z_m)$ und $v_d(z_m)$ gebildet. Durch das

Auftragen von z_m gegenüber $u_d(z_m)$ und $v_d(z_m)$ ist die tiefenaufgelöste Darstellung der Wandergeschwindigkeit des Dünenfeldes möglich. In Bild 6-12 sind die Ergebnisse der Berechnungen dargestellt. Danach nimmt $u_d(z_m)$ mit z_m zu. Die Quergeschwindigkeiten des Dünenfeldes heben sich durch die Mittelwertbildung auf, es ist $v_d(z_m) \approx 0$. Die Darstellung der Beträge der Quergeschwindigkeiten des Dünenfeldes $|v_d(z_m)|$ zeigt eine nicht unerhebliche Quergeschwindigkeit des Dünenfeldes, die ebenfalls mit zunehmendem z_m stärker ausgeprägt ist. Um die Ergebnisse bezüglich des Spektrums der auftretenden Sohlhöhen besser einordnen zu können, wurde in Bild 6-12 die Ordinate auf die maximalen und minimalen in der Zeitreihe gemessenen Höhen z_{max} und z_{min} skaliert. Die größten und kleinsten Werte der mittleren Höhen der Unterbereiche $(z_m)_{max}$ bzw. $(z_m)_{min}$ sind ebenfalls dargestellt.

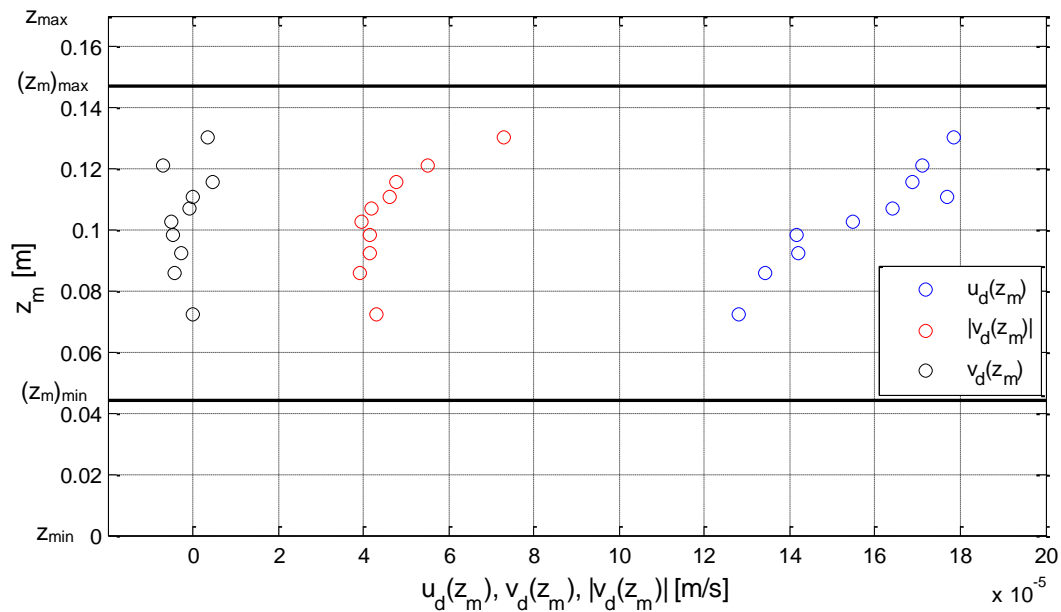


Bild 6-12: Vertikale Geschwindigkeitsprofile des Dünenfeldes aus der Kreuzkorrelationsanalyse in Unterbereichen

Mit zunehmender Höhe z_m steigt zudem die Variabilität der Wandergeschwindigkeiten des Dünenfeldes, wie die Auswertung der Standardabweichung σ_u der Längsgeschwindigkeiten u_{sub} in den 10 Höhencontainern in Bild 6-13 zeigt.

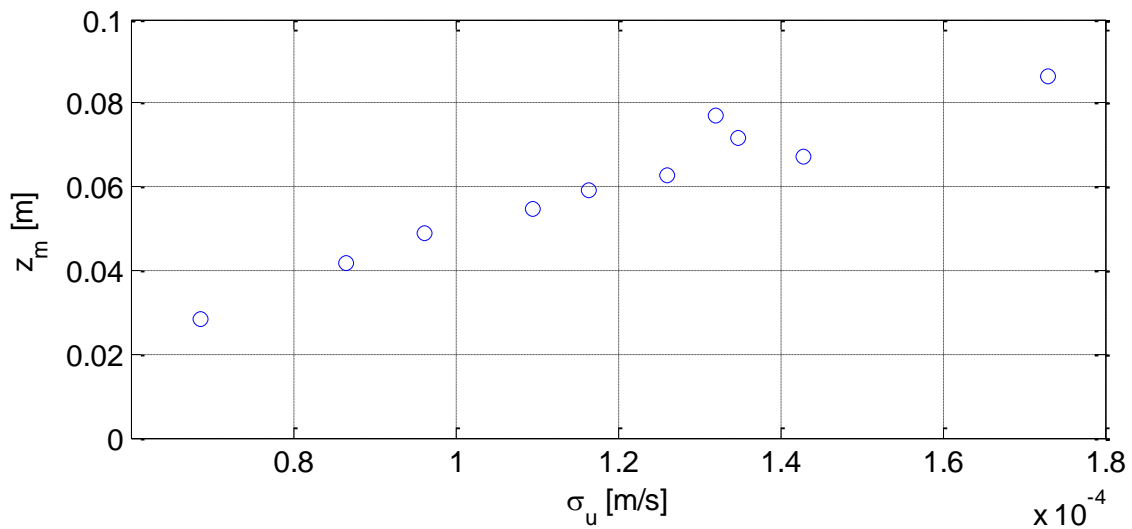


Bild 6-13: Standardabweichung σ_u der Längsgeschwindigkeiten in den Unterbereichen u_{sub} in Abhängigkeit von z_m

6.1.4 Höhenlinienansatz

Im vorangegangenen Kapitel wurde festgestellt, dass die Wandergeschwindigkeiten in höheren Bereichen des Dünenfeldes größer sind als in tiefer gelegenen. Um dieses Ergebnis zu überprüfen, wurde die Kreuzkorrelationsanalyse für Höhenlinien der Zeitreihe (Bild 6-14) angewendet. Ein ähnliches Verfahren wird von Aberle et al. (2012) genutzt. Dabei wurden zunächst aus den Daten der Zeitreihe 10 Höhenlinien bestimmt, so dass jede Höhenlinie eine identische Anzahl an Höhenwerten repräsentiert, d. h. dass der Datensatz in 10 Container mit einer identischen Anzahl von sortierten Höhenwerten unterteilt wurde. Durch die Mittelwerte der 10 Container ist die Lage der 10 Höhenlinien definiert. Daraufhin wurden die Daten für jede Höhenlinie so aufbereitet, dass z ab dem Wert der Höhenlinie auf den Wert Eins gesetzt wurden und unterhalb auf den Wert Null. Mit den so erhaltenen Datensätzen wurde die Kreuzkorrelationsanalyse (KKA) gemäß Gleichung 2-17 (S. 22) für jede Höhenlinie getrennt durchgeführt. Um Fehler bei der Berechnung zu vermeiden, wurde die KKA nur für die Daten durchgeführt, bei denen mindestens 2 % der Gesamtfläche (0,02 m²) mit Einsen belegt war. Die zeitliche Verschiebung bei der Berechnung war wie bei den Berechnungen in Kapitel 6.1.1 und 6.1.2 $\tau = 10$ min. Wie in Kapitel 6.1.3 wurde keine Unterteilung der Zeitreihe in die Wassertiefenabschnitte vorgenommen, sondern lediglich die ersten 6 Versuchsstunden von der Auswertung ausgenommen.

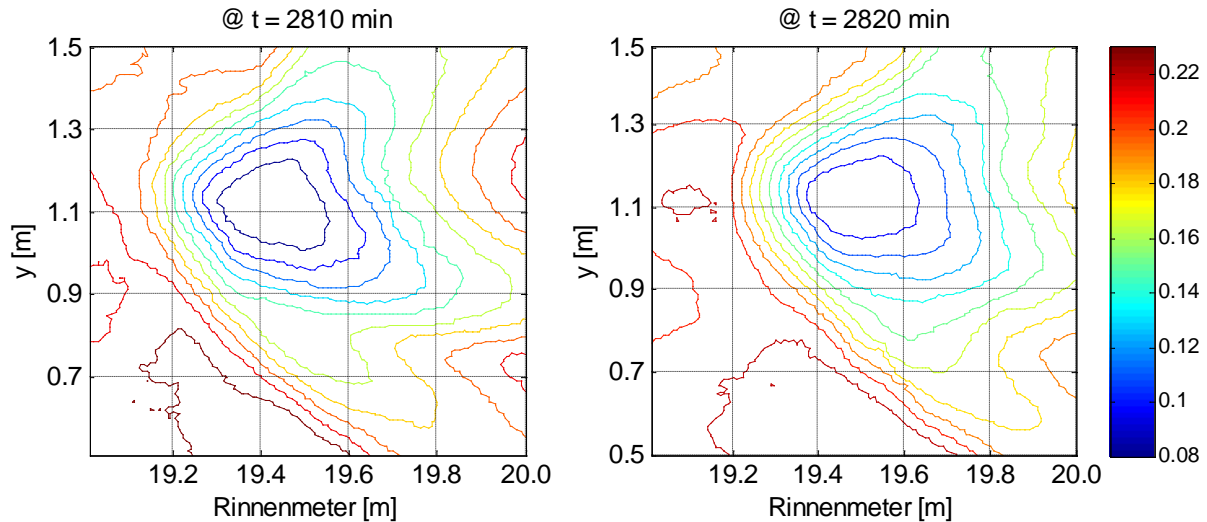


Bild 6-14: Höhenlinien zweier Sohlaufnahmen der Zeitreihe, $\tau = 10$ min, Farbskala in [m]

Als Ergebnis der Analyse können den Höhen z der Höhenlinien die über alle Zeitschritte gemittelten Geschwindigkeiten $u_d(z)$ und $v_d(z)$ zugeordnet werden. Zudem wurde zur Bestimmung der absoluten Quergeschwindigkeiten der Betrag $|v_d(z)|$ berechnet. Die Darstellung der Ergebnisse in Bild 6-15 zeigt eine Ähnlichkeit mit den Ergebnissen der Kreuzkorrelationsanalyse in Unterbereichen des vorherigen Kapitels (Bild 6-12). Eine Gegenüberstellung der Ergebnisse der unterschiedlichen Anwendungen der Kreuzkorrelationsanalyse erfolgt in Kapitel 6.3.

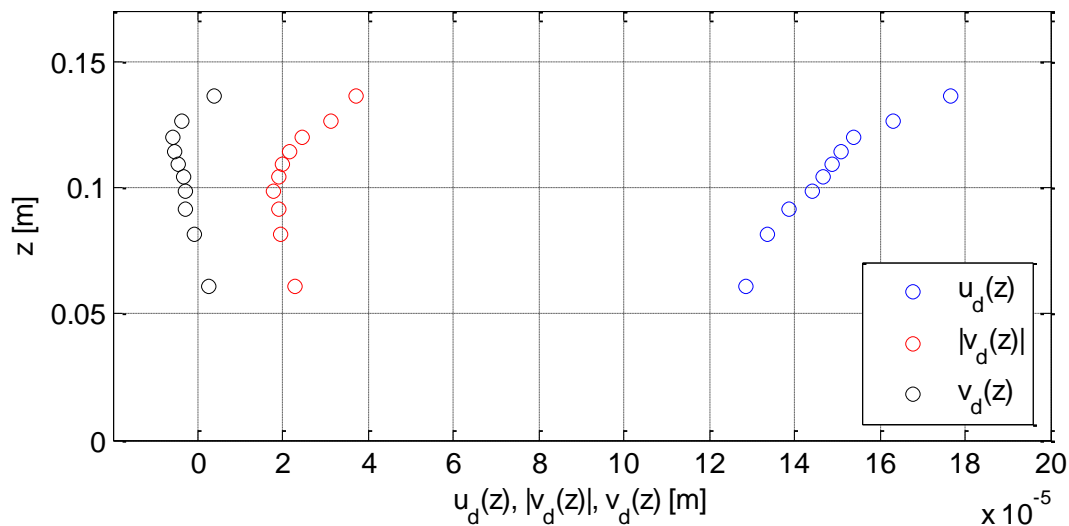


Bild 6-15: Vertikale Geschwindigkeitsprofile des Dünenfeldes aus dem Höhenlinienansatz

6.2 Leistungsdichtespektren

Die Spektralanalyse von Zeitschnitten $z(t)$ von Dünensohlen lässt einen Schluss auf die kinematischen Eigenschaften von Dünensohlen zu (z. B. Shen & Cheong 1977, Nikora et al. 1997, Nikora & Rowinski 2002). Im Ergebnis kann beurteilt werden, wie gewisse Frequenzen in den Daten vertreten sind, was einen Rückschluss auf Deformationsvorgänge liefern kann, bzw. können aus Analyse der Skalierungsregionen unterschiedliche Dispersionseigenschaf-

ten für Sohlformen unterschiedlicher Skalen betrachtet werden (z. B. Nikora & Rowinski 2002, vgl. auch Diskussion der Spektren der Flächendaten in Kapitel 5.3).

Die Bestimmung der einseitigen Leistungsspektren für alle Zeitschnitte $z(t)$ der Zeitreihe erfolgte nach Gleichung 2-21 (S. 24) getrennt für die Abschnitte unterschiedlicher Wassertiefen W0, W1, W2 und W3 (s. Kapitel 4.3). In Bild 6-16 sind die einseitigen Leistungsspektren $G(\omega)$ in Abhängigkeit von ω dargestellt. Die Periodenlänge T kann aus $T = 2\pi/\omega$ bestimmt werden.

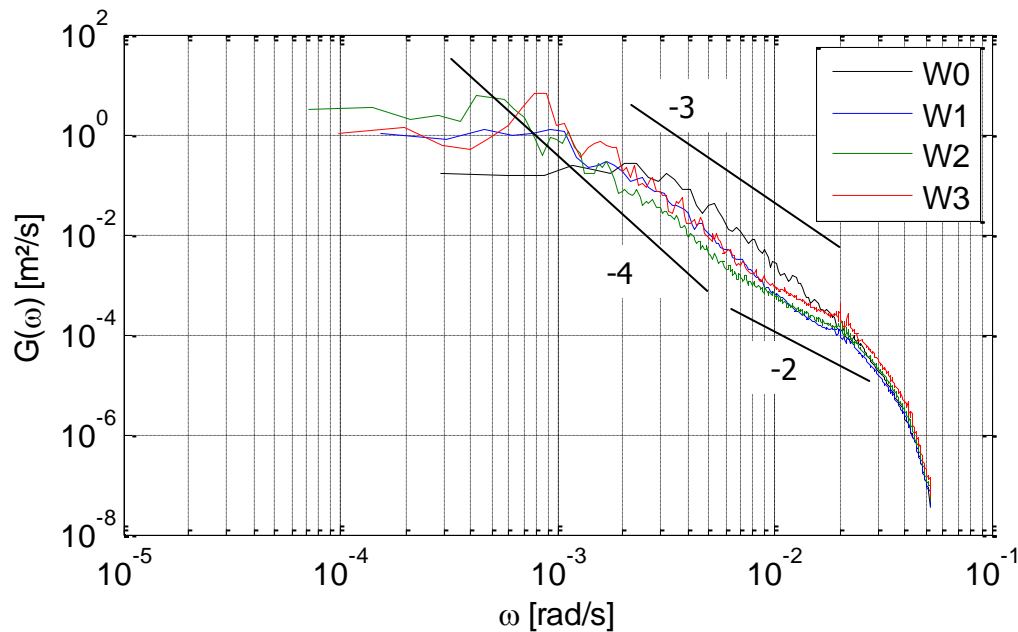


Bild 6-16: Einseitige Leistungsspektren $G(\omega)$ der Zeitreihe für die Abschnitte unterschiedlicher Wassertiefen

Die $G(\omega)$ sind wie die Spektren der Flächendaten durch Skalierungsregionen verschiedener Steigungen gekennzeichnet (s. Kapitel 5.2.2). Es wurde bereits festgestellt, dass keine größeren Sohlformen als Dünen in den Daten vorhanden sind (Kapitel 5.3). Die oberste Skalierungsregion ist somit den Dünen zuzuordnen. Aus Bild 6-16 wurden die oberen Grenzwerte (große T) der Skalierungsregionen der Wassertiefenabschnitte W0 bis W3 geschätzt und in Tabelle 6-1 zusammengestellt.

Tabelle 6-1: Nach der Nulldurchgangsmethode ermittelte Periodendauern T und Kreisfrequenzen ω für die Zeitschnitte der Zeitreihe nach Wassertiefenabschnitten W0 bis W3

Abschnitt	Obere Grenze der Dünen - Skalierungsbereiche		Mittelwerte aus der Nulldurchgangsmethode
	T [min]	ω [10^3 rad/s]	T [min]
W0	52	2,0	30
W1	95	1,1	105
W2	262	0,4	161
W3	131	0,8	104

Zum Vergleich wurden anhand der Nulldurchgangsmethode (s. Kapitel 5.1) die Periodendauern T der Dünen aus den $z(t)$ der Zeitreihe (s. Bild 4-15, S. 59) für die Wassertiefenabschnitte bestimmt. Vor der Berechnung wurden die $z(t)$ abschnittsweise trendbereinigt. Bei der Anwendung der Nulldurchgangsmethode wurde für W1 bis W3 ein Ausschlusskriterium bezüglich der minimalen Periodendauer von $T_{min} = 10$ min eingebunden. Die Ergebnisse der Berechnung wurden abschnittsweise zu Mittelwerten von T zusammengefasst und sind ebenfalls in Tabelle 6-1 angegeben.

Die Periodendauern der oberen Grenze der Skalierungsregionen sind mit den maximal auftretenden Dünenlängen vergleichbar (s. Kapitel 5.3), somit liegen diese erwartungsgemäß oberhalb der Mittelwerte der Nulldurchgangsmethode. Lediglich für W1 sind die ermittelten Periodendauern aus der Nulldurchgangsmethode etwas größer (was auf Unsicherheiten der Nulldurchgangsmethoden beruhen kann).

In der Darstellung der $G(\omega)$ in Bild 6-16 heben sich die Spektren der sich von der ebenen Sohle entwickelnden Dünensohle des ersten Versuchstags W0 von den Spektren der entwickelten Dünen ab. Die Dünen sind hier schneller, was sich in geringeren Periodendauern am oberen Ende des Skalierungsbereichs äußert. Entsprechend sind die Frequenzen $0,002 \text{ rad/s} < \omega < 0,02 \text{ rad/s}$ prominenter vertreten als bei den anderen Abschnitten. Die Skalierungsregion folgt für W0 etwa $G(\omega) \propto \omega^{-3}$. Für die entwickelten Dünen von W1, W2 und W3 ist der Bereich vom oberen Ende der Skalierungsregion (Tabelle 6-1) bis etwa $\omega = 0,01 \text{ rad/s}$ (entspricht ca. 10 min) besser durch den Zusammenhang $G(\omega) \propto \omega^{-4}$ beschrieben. Zwischen $0,01 \text{ rad/s} < \omega < 0,02 \text{ rad/s}$ ($5 \text{ min} < T < 10 \text{ min}$) schließt sich eine weitere Skalierungsregion $G(\omega) \propto \omega^{-2}$ an. Dieser Bereich ist den Frequenzen der kleinen, überlagernden Formen zuzuschreiben (s. Kapitel 5.3). Shen & Cheong (1977) und Nikora et al. (1997) beobachten eine Skalierungsregion der Steigung „-3“ für mittlere bis niedrige Frequenzen von Sohldaten und eine Skalierungsregion hoher Frequenzen mit der Steigung „-2“, was sich mit dem Ergebnis für hohe Frequenzen aus dieser Studie deckt. Das Auftreten der zwei Skalierungsregionen kann auf die verschiedenen Transportmechanismen der überlagernden Sohlformen und der Dünen und daraus resultierende unterschiedliche Dispersionsvorgänge zurückgeführt werden (Nikora et al. 1997, Nikora & Rowinski 2002). In den Spektren des Wassertiefenbereichs W0 ist der Skalierungsbereich $G(\omega) \propto \omega^{-2}$ nicht vorhanden, was bedeutet, dass die fraglichen Periodendauern durch die sich entwickelnden Dünen dominiert werden, welche offenbar andere dynamische Eigenschaften haben als die überlagernden Formen.

Auf eine Interpretation der Bereiche noch höherer Frequenzen wird an dieser Stelle verzichtet, da es sich auf der Grundlage der bisherigen Untersuchungen dabei lediglich um Rauschen handeln kann (vgl. Kapitel 5.3).

6.3 Diskussion

In Kapitel 6.1 wurde die Dünenbewegung aus den Daten der Zeitreihe mittels Kreuzkorrelationsanalyse bestimmt. Dabei wurden vier Verfahren mit verschiedenen Auflösungen eingesetzt, mit deren Hilfe unterschiedliche Aspekte der Dünenwanderung untersucht werden konnten.

Die Auswertung für den gesamten räumlichen Ausschnitt der Zeitreihe mittels Oberflächenansatz (Kapitel 6.1.1) liefert die mittleren Fortschrittsgeschwindigkeiten des Dünenfeldes im Aufnahmebereich. Durch die Interpolation in ein feineres Raster und die Wahl der zeitlichen Verschiebung wurde die Auflösung der Analyse optimiert. Die Ergebnisse zeigen einen klaren Zusammenhang zwischen Standardabweichung der Sohlhöhen und Wandergeschwindigkeit (Bild 6-6). Zudem werden die Korrelationskoeffizienten mit steigender Wandergeschwindigkeit kleiner (Bild 6-5), was ein Indiz dafür ist, dass schneller wandernde Dünen einer größeren Deformation unterliegen (McElroy & Mohrig 2009).

Mit dem Längsprofilansatz wurde die Kreuzkorrelation auf alle Dünenlängsschnitte der Zeitreihe angewendet. Darin konnte gezeigt werden, dass Fluktuation der Dünenwandergeschwindigkeiten bzw. Deformationsvorgänge nebeneinander liegender Bereiche des Dünenfeldes nachweisbar sind. Dies bedeutet, dass Teile des Dünenfeldes teilweise durch schneller wandernde Bereiche seitlich überholt werden (Bild 6-17). Die festgestellte Heterogenität in y - Richtung deckt sich mit den Ergebnissen der Analyse der mittleren Sohleigenschaften in Kapitel 4.2.

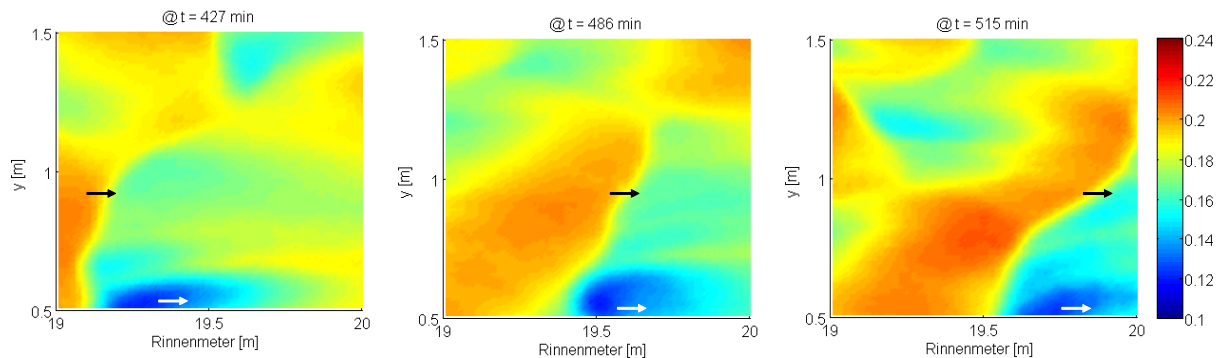


Bild 6-17: Seitliche Überholung eines Kolkes (weißer Pfeil) durch eine Düne (schwarzer Pfeil), Farbskala in [m]

Die Erkenntnis, dass einige Bereiche des Dünenfeldes schneller wandern als andere, wird durch die Ergebnisse des Unterbereichsansatzes (Kapitel 6.1.3) und des Höhenlinienansatzes (Kapitel 6.1.4) bestätigt, durch die erstmals die tiefenaufgelöste Geschwindigkeitsverteilung (mittleres vertikales Geschwindigkeitsprofil) von Sanddünenfeldern untersucht wurden. Dabei wurde die gesamte Zeitreihe analysiert, obwohl während des Versuchs die Wassertiefen verändert wurden. Dadurch ändern sich während des Versuchs die geometrischen Eigenschaften der Dünen (Kapitel 5) und für die Übergangszeit der Dünenregime sind die Dünen nicht in einem dynamischen Gleichgewicht (Kapitel 4.3). Da nur der Zusammenhang zwischen Dünenhöhe und Wandergeschwindigkeit untersucht werden sollte und eine Verknüpfung mit den hydraulischen Randbedingungen nicht vorgenommen wird, wurden diese Umstände vernachlässigt.

Beide Methoden ergaben, dass die Wandergeschwindigkeiten des Dünenfeldes $u_d(z)$ und $v_d(z)$ mit Zunahme von z größer werden. Somit wird die visuelle Einschätzung aus den Daten, dass Kolke teilweise langsamer wandern als Dünenkämme, bestätigt. Ähnliche Ergebnisse werden von Henning et al. (2010) und Aberle et al. (2012) berichtet. Die Beträge der Quergeschwindigkeiten $|v_d(z)|$ aus dem Unterbereichsansatz sind hingegen etwa doppelt so groß wie die aus dem Höhenlinienansatz (Bild 6-18).

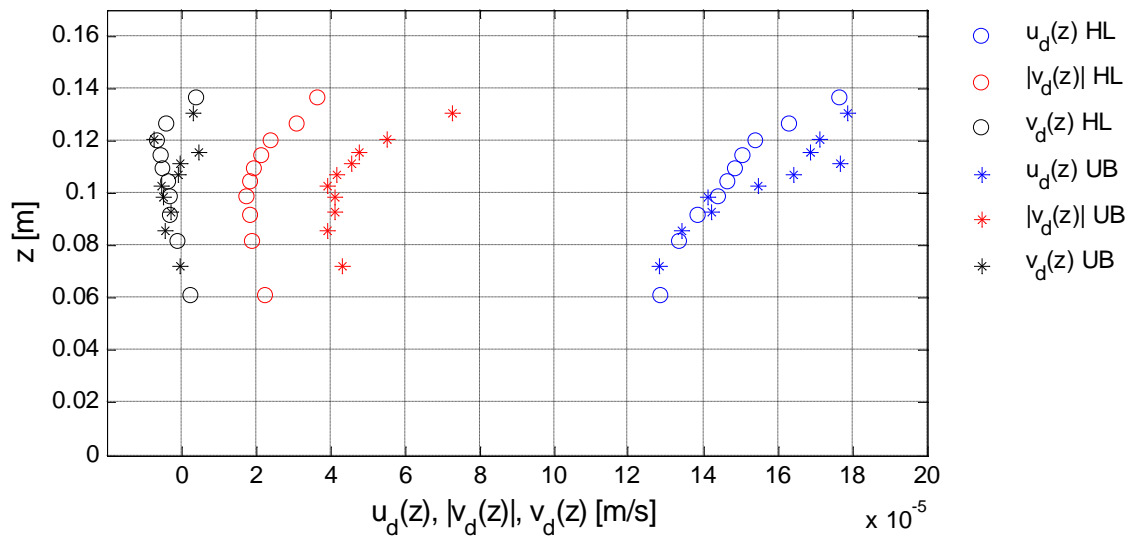


Bild 6-18: Vergleich der tiefaufgelösten Wandergeschwindigkeiten nach dem Höhenlinienansatz (HL) und dem Unterbereichsansatz (UB)

Da Kolkbereiche nicht nur langsamer wandern als höher gelegene Bereiche des Dünenfeldes, sondern auch eine große Standardabweichung verursachen (s. Kapitel 4.5), besteht ein Zusammenhang zwischen Kolkanteil bzw. Kolkentiefe und Wandergeschwindigkeit, der auch als Abhängigkeit zwischen Dünenhöhe und Wandergeschwindigkeit interpretiert werden kann. Da die Transportmechanismen in Kolken andere sind als in den höher gelegenen Teilen der Düne (z. B. Engel & Lau 1980), ist die Gleichsetzung von Dünenhöhe und Kolkentiefe problematisch, auch wenn die Höhe der Düne in der 2D-Modellvorstellung als Abstand von Dünental (Kolk) und Dünenkamm definiert ist (s. Kapitel 5.1). Das stellt den grundsätzlichen Zusammenhang, dass große Dünen langsamer wandern als kleine, nicht in Frage.

Im Zusammenhang mit der vertikalen Geschwindigkeitsverteilung des Dünenfeldes muss auch das Auftreten kleiner, die Dünen überlagernder Sohlformen (s. Kapitel 5.3), diskutiert werden. Die Unterschiede in den Skalierungsregionen der Leistungsdichtespektren der Wassertiefenabschnitte W1, W2 und W3 in Kapitel 6.2 zeigen, dass diese andere dynamische Eigenschaften aufweisen als die Dünen. Mit Periodenlängen $5 < T < 10$ min wandern diese mehr als 10 Mal schneller als die Dünen mit mittleren Periodenlängen $T > 100$ min (aus der Nulldurchgangsanalyse, Tabelle 6-1). Venditti et al. (2005b) berichten von 8 bis 10fachen Dünenwandergeschwindigkeiten der überlagernden Formen. Es ist möglich, dass diese Sohlformen die Ergebnisse der Kreuzkorrelationsanalyse beeinflussen. In der Auswertung des ganzen Areals der Zeitreihe mittels Oberflächenansatz besteht diese Möglichkeit nicht, da dieses durch seine Größe von $1 \text{ m} \times 1 \text{ m}$ zu jeder Zeit von der Form der Dünen dominiert wird und die kleinen Formen bei der Berechnung der Bestimmtheitsmaße wegen ihres geringen Anteils an der Varianz des Systems kaum einen Einfluss haben. Die $0,5 \text{ m} \times 0,25 \text{ m}$ großen Areale des Unterbereichsansatzes hingegen können manchmal nur Daten eines Dünenrückens enthalten (z. B. Areal links unten in Bild 6-10, S. 101), die von überlagernden Formen dominiert sind. Gegen eine Beeinflussung der Ergebnisse des Unterbereichsansatzes durch überlagernde Formen sprechen allerdings deren Wandergeschwindigkeiten. Werden diese überschlägig mit der 10fachen mittleren Dünengeschwindigkeit angesetzt (s. o.),

liegen sie in einer Größenordnung zwischen $1 \cdot 10^{-3}$ und $2 \cdot 10^{-3}$ m/s. Innerhalb von $\tau = 4$ min legen diese grob 0,2 bis 0,5 m zurück. Somit liegt die Wandergeschwindigkeit an der Grenze der räumlichen Auflösung der Unterbereiche ($n\Delta x/2 = 0,25$ m). Gegen eine Beeinflussung der Ergebnisse durch überlagernde Formen spricht auch, dass laut Verteilungsfunktion in Bild 6-11 Wandergeschwindigkeiten größer als $0,5 \cdot 10^{-3}$ m/s einen Anteil von 1,1 % an der Gesamtmenge nicht überschreiten. Dieser kleine Anteil kann jedoch durchaus mit der Wanderung der überlagernden Formen in Verbindung stehen. Die Anzahl der Messwerte ist aber zu gering, um diesbezüglich eine fundierte Aussage zu treffen. In der Mittelwertbildung spielen die wenigen hohen Geschwindigkeiten keine Rolle. Gegen eine Beeinflussung der Messung durch überlagernde Formen spricht weiterhin, dass durch den Höhenlinienansatz, der für eine Beeinflussung durch die Wanderung überlagernder Formen unanfällig ist, bezüglich u_d ähnliche Ergebnisse erzielt wurden.

Zum Vergleich der Ergebnisse der verschiedenen Ansätze sind die berechneten mittleren Wandergeschwindigkeiten u_d in Bild 6-19 in Abhängigkeit der Versuchszeit dargestellt. Die Ergebnisse des Längsprofilansatzes und des Unterbereichsansatzes wurden für jeden Zeitschritt über das Aufnahmeareal gemittelt. Die Geschwindigkeiten des Höhenlinienansatzes wurden pro Zeitschritt über alle Höhenlinien arithmetisch gemittelt. Diese einfache Mittelwertbildung ist möglich, da jede Höhenlinie eine identische Anzahl an Messwerten repräsentiert. Die Analyse der Ergebnisse des Unterbereichsansatzes in Kapitel 6.1.3 war auf den Versuchsabschnitt mit voll entwickelten Dünen nach der sechsten Versuchsstunde beschränkt. Zum Vergleich werden hier die Mittelwerte der gesamten Zeitreihe dargestellt. Der Höhenlinienansatz wurde für die ersten 6 Versuchsstunden nicht angewendet.

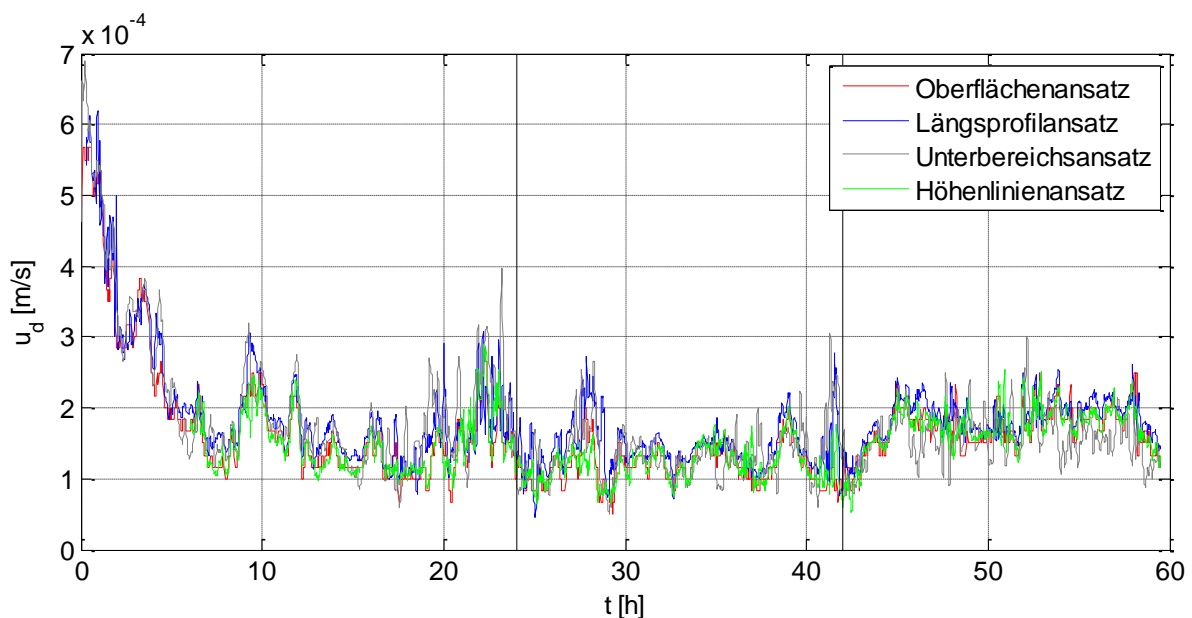


Bild 6-19: Vergleich der Dünenfeldwandergeschwindigkeiten u_d aus den verschiedenen Kreuzkorrelations-Verfahren

Es ist bemerkenswert, dass in Bild 6-19 die mittleren Geschwindigkeiten aus dem Oberflächenansatz und dem Höhenlinienansatz einen qualitativ und quantitativ ähnlichen Verlauf aufweisen. Hingegen zeigen die Geschwindigkeiten des Längsprofilansatzes und des Unterbereichsansatzes größere Schwankungen und liegen, bis auf den letzten Versuchsabschnitt

des Unterbereichsansatzes, höher. Die Abschnittsmittelwerte der u_d der Verfahren in Tabelle 6-2 bestätigen diese Feststellung.

Tabelle 6-2: Abschnittsmittelwerte von u_d nach Ansätzen

$u_d [10^{-4} \text{ m/s}]$				
Abschnitt	Oberflächenansatz	Längsprofilansatz	Unterbereichsansatz	Höhenlinienansatz
W0	3,31	3,37	3,56	-
W1	1,48	1,70	1,78	1,48
W2	1,19	1,43	1,34	1,19
W3	1,72	1,86	1,58	1,72

Die Werte aus Höhenlinienansatz und Oberflächenansatz sind tatsächlich, wie in Tabelle 6-2 angegeben, identisch. Demnach führen die Ansätze, in denen keine horizontale Einteilung vorgenommen wurde im Mittel zu sehr ähnlichen Ergebnissen. Die Verfahren in denen mit Längsschnitten bzw. Unterbereichen kleinere Bereiche ausgewertet werden, führen im Mittel zu anderen, in der Regel höheren Geschwindigkeiten. Diese Feststellung reflektiert den Umstand, dass Deformationsvorgänge durch die Betrachtung in kleinen Sohlausschnitten besser aufgelöst werden. Im Gegensatz dazu wird die Geschwindigkeit großer Areale von großen Strukturen, wie Kolken bestimmt, welche sich im Mittel langsamer bewegen (Henning et al. 2010). Dieser Zusammenhang wird auch durch den Vergleich der Ergebnisse des Unterbereichsansatzes und des Höhenlinienansatzes in Bild 6-18 bestätigt. Bis $z = 0,1 \text{ m}$ zeigen $u_d(z)$ und $v_d(z)$ eine gute Übereinstimmung. Für $z > 0,1 \text{ m}$ liefert der Unterbereichsansatz größere Werte. Auch die Querdeformation des Dünenfeldes, die durch $|v_d(z)|$ repräsentiert wird, wird durch den Unterbereichsansatz besser aufgelöst. Somit liefert der Unterbereichsansatz etwa doppelt so große $|v_d(z)|$ wie der Höhenlinienansatz. Warum im letzten Versuchsabschnitt der Unterbereichsansatz die langsamsten Geschwindigkeiten ergab, kann anhand der Analyse nicht nachvollzogen werden.

Durch die präsentierte Methodik konnte gezeigt werden, dass Deformation in allen 3 Raumrichtungen auftritt. Ein Grund für die beobachtete Deformation der Dünen ist die durch den Zusammenschluss und den Zerfall von Dünen verschiedener Größenordnungen angetriebene Umbildung der Dünen, die eine gegen die Wassertiefe maximale Höhe anstreben und nach dem Erreichen dieser Höhe wieder durch die Strömung abgebaut werden (z. B. Jain & Kennedy 1974). Verschiedene Studien legen nahe, dass die Wanderung der Dünen durch die Dünen überlagernde Formen dominiert wird, die auch in dieser Studie nachgewiesen wurden, und dass die durch die Düne transportierte Sedimentmenge der Summe der Sedimentbewegungen durch überlagernde Formen entspricht (z. B. Nikora et al. 1997, Venditti et al. 2005b). Somit würden Deformationsvorgänge maßgeblich durch den Transport überlagernder Formen bestimmt. Wie bereits bei der Analyse der Dünengeometrie (Kapitel 5.3) angemerkt wurde, muss für das Verständnis der Physik der überlagernden Formen die horizontale Auflösung der Messung vergrößert werden. Zudem kann Deformation durch Sohlkörner beeinflusst werden, die nach dem Überqueren des Dünenrückens ihre Ursprungsdüne verlassen und zur unterhalb gelegenen Düne springen (McElroy & Mohrig 2009). Im Um-

feld natürlicher Flüsse kann der Anteil der überspringenden Körner bis 60 % (Mohrig & Smith 1996) oder sogar 75 % (Simons et al. 1965b) betragen. Die hier untersuchten Versuche waren jedoch so ausgelegt, dass sohlnahe Suspension der Partikel ausgeschlossen war (Kapitel 3.1).

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass die vorgestellten Anwendungen der Kreuzkorrelationsanalyse gute Werkzeuge darstellen, um verschiedene Aspekte der Dünenwanderung dreidimensional zu beschreiben. Der auf den ganzen räumlichen Ausschnitt der Zeitreihe angewendete Oberflächenansatz liefert dabei bezüglich der mittleren Wandergeschwindigkeit des Dünenfeldes die robustesten Werte. Zur Untersuchung der seitlichen Deformation des Dünenfeldes und zum Auffinden von räumlichen Besonderheiten in Querrichtung, wie sie gerade bei Rinnenversuchen durch den Einfluss der Seitenwände auftreten, kann der Längsprofilansatz genutzt werden. Bei der Berechnung der vertikalen Geschwindigkeitsverteilung des Dünenfeldes führen der Unterbereichsansatz und der Höhenlinienansatz bezüglich der Wandergeschwindigkeit in Strömungsrichtung zu vergleichbaren Ergebnissen, wobei der Höhenlinienansatz mit geringerer Streuung der Messwerte robustere Ergebnisse lieferte. Sollen jedoch Deformationsvorgänge in Längs- und Querrichtung untersucht werden, ist der Unterbereichsansatz vorzuziehen. Durch Anwendung der Verfahren konnten wichtige Erkenntnisse bezüglich der Wanderung von Dünenfeldern gewonnen werden. Die detaillierte Interpretation und Einordnung der Ergebnisse in einen hydraulischen Zusammenhang muss über den Umfang der vorliegenden Arbeit hinaus erfolgen.

Durch die Analyse der Leistungsdichtespektren in Kapitel 6.2 konnten wichtige Erkenntnisse über das Wanderverhalten der Dünen und vor allem der überlagernder Sohlformen gewonnen werden, die durch Anwendung der Kreuzkorrelationsanalyse nicht möglich waren. In den Eigenschaften der Skalierungsbereiche sind weitere Informationen über die dynamischen Eigenschaften der Sohlformen enthalten, für deren genaue Interpretation jedoch weiterer Forschungsbedarf besteht.

7 Dünenversuche unter komplexen Randbedingungen

7.1 Einleitung

In den vorherigen Kapiteln wurden die Möglichkeiten der statistischen Analyse und deren Bedeutung für das Verständnis der Dünengeometrie und –dynamik anhand von Sanddünen aus einem Rinnenversuch untersucht. Um möglichst unbeeinflusste Dünenformen zu erhalten, wurden durch den Versuchsaufbau klare hydraulisch-sedimentologische Randbedingungen geschaffen. Solche Randbedingungen treten in natürlichen oder anthropogenen Flüssen nicht auf. Die Dünensohle wird unter anderem von unregelmäßiger Gewässerberandung (z. B. durch Buhnen oder Sohlbefestigungen), der Linienführung des Flusses und der Instationarität des Durchflusses geprägt (Kapitel 2.2).

In den folgenden Kapiteln werden Dünenversuche vorgestellt, die unter komplexen Randbedingungen durchgeführt wurden. Anhand der Auswertung der Daten in Kapitel 8 soll die Relevanz der zuvor entwickelten Methodik für praktische Fragestellungen aufgezeigt werden. Die Versuche bestehen aus Untersuchungen zur Verbesserung der Schiffbarkeit eines Oderabschnitts in einem maßstäblichen Geschiebetransportmodell und Naturaufnahmen von Dünensohlen der Elbe und Oder. Zudem wurden an der in Kapitel 3 vorgestellten Versuchsrinne weitere Versuche zum Dünentransport durchgeführt, von denen einer den Einfluss einer Teilbefestigung der Sohle auf die Düneneigenschaften beinhaltet und ein weiterer die Wirkung von Buhnen auf die Dünen des Flussschlauchs. Die Vorstellung der Daten des Odermodells und der Naturdaten ist der Inhalt des vorliegenden Kapitels. Da die Randbedingungen der Versuchsrinne bereits ausführlich in Kapitel 3 vorgestellt wurden, erfolgt eine Vorstellung der zusätzlichen Versuche in Kapitel 8, wo die Auswertung der Daten vorgenommen wird.

7.2 Maßstabsmodell der Oder bei Hohenwutzen

7.2.1 Modell

Zur Untersuchung der Auswirkung verschiedener Unterhaltungsvarianten auf die Schifffahrtsverhältnisse auf der Grenzoder wird an der Bundesanstalt für Wasserbau in Karlsruhe ein maßstäbliches Geschiebetransportmodell (GTM) betrieben (Hentschel 2007, BAW 2008, Henning et al. 2007, 2009, 2010, Aberle et al. 2010b, Bild 7-1). In der von dem Modell abgebildeten Oderstrecke zwischen km 654,7 bis km 662,5 behindern Dünen und alternierende Bänke die Schifffahrt bei niedrigen Wasserständen. Im Vordergrund der Untersuchungen stehen Versuche zur Beurteilung des Einflusses verschiedener Unterhaltungsvarianten auf die Wassertiefen bei niedrigen Wasserständen, welche nicht Gegenstand dieser Arbeit sind. Im Rahmen der Eichung des Modells und zur Überprüfung der Modellgesetze (LWI 2010) wurden Zeitreihen von Dünenfeldern aufgenommen (Kapitel 7.2.2).



Bild 7-1: Modell der Oder bei Hohenwutzen an der BAW in Karlsruhe, im Hintergrund die Messbrücke als Träger des photogrammetrischen Systems zur Sohlvermessung (Kapitel 3.2), Foto: BAW

Das mittlere Sohlgefälle des untersuchten Oderabschnitts beträgt $S = 0,00018$. Die Strömung ist auch bei Hochwasser mit $Fr < 0,3$ insgesamt mild, die sedimentologischen und hydraulischen Kennzahlen entsprechen denen eines typischen Flachlandflusses mit Dünen als dominierender Transportform. Der Fluss ist beidseitig mit Buhnen und auf der rechten Seite teilweise durch Parallelwerke ausgebaut. In einem lang gestreckten Bereich im oberen Teil des Modells (Bild 7-1) kommt es zur Ausbildung alternierender Bänke. Bei dem GTM handelt es sich um ein Maßstabsmodell auf der Grundlage der Froudeschen Modellähnlichkeit. Es hat einen Längenmaßstab von 1:100 und somit eine Länge von rund 70 m. Um bei einem Modell dieses Maßstabs die hydraulischen Bedingungen möglichst naturähnlich abzubilden, wurde eine 2,5-fache Überhöhung notwendig (z. B. Einstein & Chien 1954, Gehrig 1967, Dorer 1984, Kobus 1984), was zu einem Höhenmaßstab von 1:40 führt. Im untersuchten Bereich ist die Oder durch eine Sohlzusammensetzung von Grobsand bis Feinkies gekennzeichnet. Da das natürliche Sohlmaterial relativ fein ist, war im Rahmen der Modellgesetze die Verwendung von Sand als Modellgeschiebe ausgeschlossen. Um eine naturähnliche Ausbildung der Sohlformen zu gewährleisten, kann eine Skalierung des Geschiebes durch Einhaltung der Ähnlichkeit der dimensionslosen Kornkennzahlen Fr_* und Re_* erfolgen (z. B. Gehrig 1967, Zanke 1976, Dorer 1984, Hughes 1993, s. Kapitel 2.1). Die Dimensionierung führt bei der Modellierung von Flachlandflüssen oft zu Sedimenten, deren Dichte deutlich geringer ist als die von Sand (z. B. Einstein & Chien 1954, Gehrig 1967, Yalin 1959, 1971, Shen 1990, Yalin & Kibbee 1990, Novak et al. 2010). Für das GTM wurde ein Polystyrolgranulat als Geschiebe verwendet, dessen wichtigste Eigenschaften Tabelle 7-1 zu entnehmen sind.

Tabelle 7-1: Wichtigste Kenngrößen des Modellgeschiebes im Vergleich mit dem Naturmaterial

Kenngröße	Natur	Modell
Material	Grobsand/Feinkies	Polystyrol
d_m [m]	0,00092	0,0021
ρ [kg/m ³]	2650	1055
γ'	1,650	0,055

Eine Einordnung der Kennzahlen Re_* und Fr_* von Modell- und Oder-Geschiebe ist Bild 7-2 zu entnehmen. Die Eignung von Polystyrol als Modellgeschiebe wurde nach der Dimensionsanalyse in Vorversuchen überprüft (BAW 2000). Die detaillierte Betrachtung der Modellgesetze und die Wahl des Geschiebes anhand der Dimensionsanalyse gehen über den Umfang dieser Arbeit hinaus. Für eine umfangreiche Darstellung sei auf BAW (2000) und LWI (2010) verwiesen.

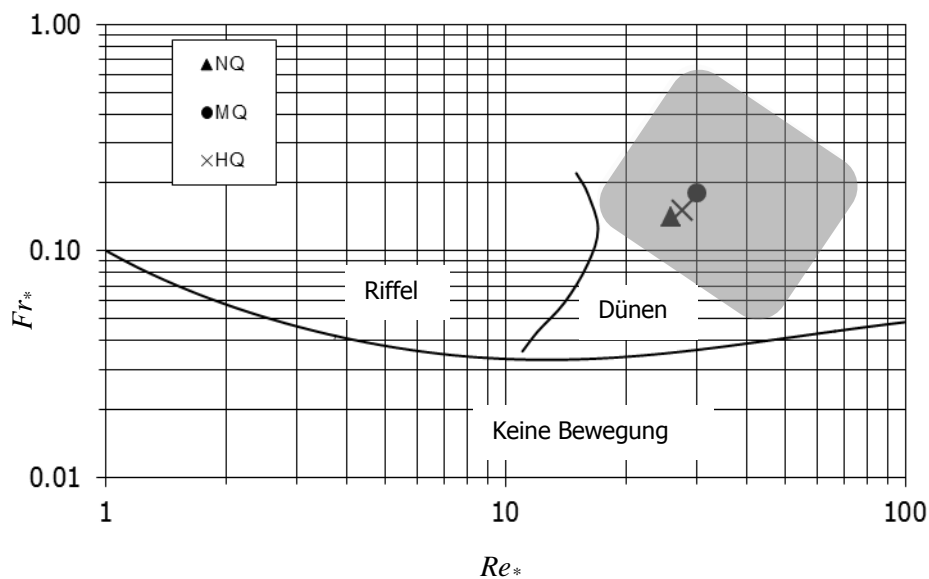


Bild 7-2: Kennzahlen Re_* und Fr_* des Polystyrol im Shields-Diagramm für Modelldurchflüsse NQ, MQ und HQ. Bewegungsbeginn nach Bonnefille (1963), Übergänge der Sohlformen nach Chabert & Chauvin (1963). Der schraffierte Bereich kennzeichnet ungefähr die Bandbreite der Kennzahlen des natürlichen Geschiebes

Das Modell wurde für 3 stationäre Durchflüsse NQ, MQ und HQ betrieben, die in etwa dem mittleren Niedrigwasserdurchfluss MNQ, dem mittleren Durchfluss MQ und dem mittleren Hochwasserdurchfluss MHQ am Bezugspegel Wittenberge entsprechen (Tabelle 7-2). Etwas oberhalb von MQ werden im oberen Teil der Modellstrecke weite Vorländer überflutet (s. Bild 7-1, rechtes Ufer), während es durch eine Einschnürung zu einem Flaschenhalseffekt im unteren Teil des Modells kommt. Das führt bei ausufernden Durchflüssen zu einem sehr geringen Wasserspiegelgefälle im oberen Teil der Strecke, wodurch trotz vergrößerter Wassertiefen der Strömungsangriff (z. B. in Form der Schubspannung) teilweise geringer ist, als bei

nicht ausufernden Durchflüssen. Dies zeigt sich auch darin, dass Re_* und Fr_* für die HQ Versuche geringer sind als für die MQ Versuche. Somit ist eine eindeutige Zuordnung der Sohlformen zu den HQ-Durchflüssen nicht möglich.

Tabelle 7-2: Untersuchungsdurchflüsse

	Modelldurchfluss [m ³ /s]	Entspricht Naturdurch- fluss [m ³ /s]
NQ	0,0111	282
MQ	0,0182	460
HQ	0,0400	1013

Die Eichung des Modells erfolgte anhand des Vergleichs von Wasserspiegellängsschnitten aus dem Modell und den zugehörigen Naturwerten. Die Wasserspiegellagen wurden dazu während der Versuche über den gesamten Modellbereich in Messtöpfen gemessen, die mit dem Flussschlauch verbunden waren (vgl. Kapitel 3.1). Zudem verfügte das Modell über einen Geschiebekreislauf, über den die während der Eichung des Modells ermittelte ausge-tragene Geschiebemenge kontinuierlich zugegeben wurde. Einzelheiten zur Modelltechnik sind Hentschel (2007) und BAW (2008) zu entnehmen.

7.2.2 Zeitreihen

Um das Wanderverhalten der Dünen und morphologische Veränderungen des Modells zu untersuchen, wurden Zeitreihen der Modellsohle während der 3 stationären Durchflüsse (Tabelle 7-2) durch das Wasser hindurch aufgenommen. Dabei wurde das gleiche photo-grammetrische System genutzt wie für die Sanddünenversuche[^] (s. Kapitel 3.2). Während der Aufnahme der Zeitreihen stand das Messsystem stationär über der Modellsohle, so dass jede der Zeitreihen ein ca. 2,5 m x 2,5 m großes Aufnahmeareal mit ungefähr 10000 Raster-punkten umfasst. Es wurde je ein Datensatz bei NQ und MQ in dem geraden Flussabschnitt aufgenommen und ein Datensatz bei MQ in der Flusskrümmung (Bild 7-3). Zeitreihen, die bei HQ aufgenommen wurden, werden wegen des in Kapitel 7.2.1 beschriebenen Flaschen-halseffekts hier nicht berücksichtigt.

[^] Das Odermodell steht im Labor der BAW Karlsruhe neben der Rinne, in der die Sanddünenversuche durchgeführt wurden. Die Messbrücke, an der das Messsystem befestigt ist, deckt beide Modelle ab.

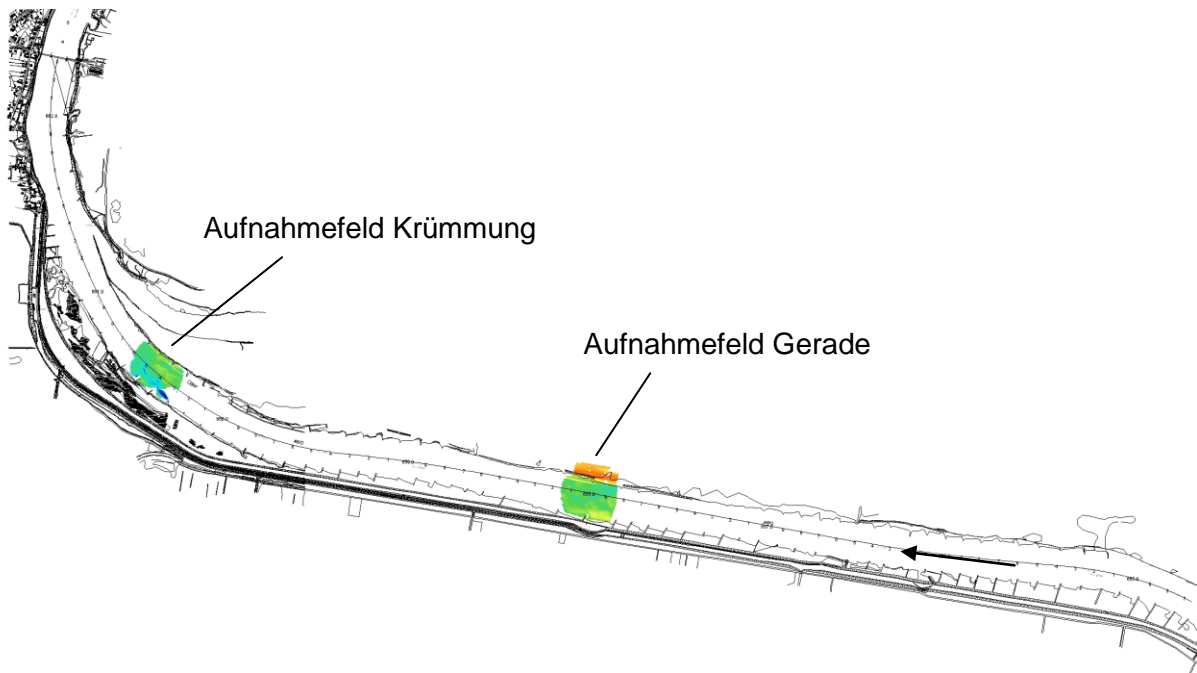


Bild 7-3: Grundriss des Modells als digitale Bundeswasserstraßenkarte (DBWK), die hinterlegten DGM kennzeichnen die Aufnahmebereiche der Zeitreihen

Der Anfangszustand des Versuchs in der Flusskrümmung bestand in der Dünensohle eines vorausgegangenen Versuchs und der Anfangszustand der Versuche in der Geraden in einer auf mittlerer Höhe eingeebneten Sohle. Während aller Versuche war im Modell der Ist-Zustand (Naturzustand) mit Buhnen und Parallelwerken eingebaut. Der zeitliche Abstand zwischen den Aufnahmen der Zeitreihen war $\Delta t = 10\text{s}$. Die Messdauern können Tabelle 7-3 entnommen werden. Die unterschiedlichen Messdauern erklären sich dadurch, dass die Versuche zwischen den regulären Modellversuchen unter verschiedenen zeitlichen Rahmenbedingungen aufgenommen wurden. Einzig der 24stündige NQ-Versuch wurde speziell für die vorliegende Arbeit durchgeführt. Er wurde an drei aufeinanderfolgenden Tagen aufgenommen, zwischen denen das Wasser im Modell eingestaut war.

Tabelle 7-3: Datengrundlage der Zeitreihen des Odermodells

	Anzahl der Aufnahmen	Δt [s]	Messdauer [h]	Durchfluss
Gerade	8600	10	24,0	NQ
Gerade	4000	10	11,1	MQ
Krümmung	2938	10	8,2	MQ

Im Folgenden werden ausschließlich Modellmaße verwendet, d. h., eine Umrechnung in den Naturmaßstab erfolgt nicht. Vor der Auswertung wurden die Datensätze in Hauptströmungsrichtung gedreht. Die Drehung beträgt im Gegenuhrzeigersinn 44° für die Daten der Krümmung und 12° für die Daten der Gerade. Nach der Drehung wurden die Daten in ein $0,015\text{ m} \times 0,015\text{ m}$ Raster interpoliert. Somit wurde, wie bei den Zeitreihen der Sanddünenversuche für die Kreuzkorrelationsanalyse, eine räumliche Auflösung erhalten, die größer ist als die

Auflösung der Rasterprojektion von ca. 0,02 m x 0,02 m (Kapitel 4.3). Um den Einfluss der Gewässerberandung so gering wie möglich zu halten, wurde aus den gerasterten Daten in Flussmitte ein 1,41 m x 1,11 m großer Bereich für die Auswertung ausgeschnitten (Bild 7-4, s. auch Henning et al. 2010, Aberle et al. 2010b). Die Datensätze wurden vor der Auswertung um ihr Minimum auf Null skaliert. Eine Trendentfernung wurde wegen der geringen Ausschnittsgröße nicht vorgenommen (vgl. Kapitel 4.3).

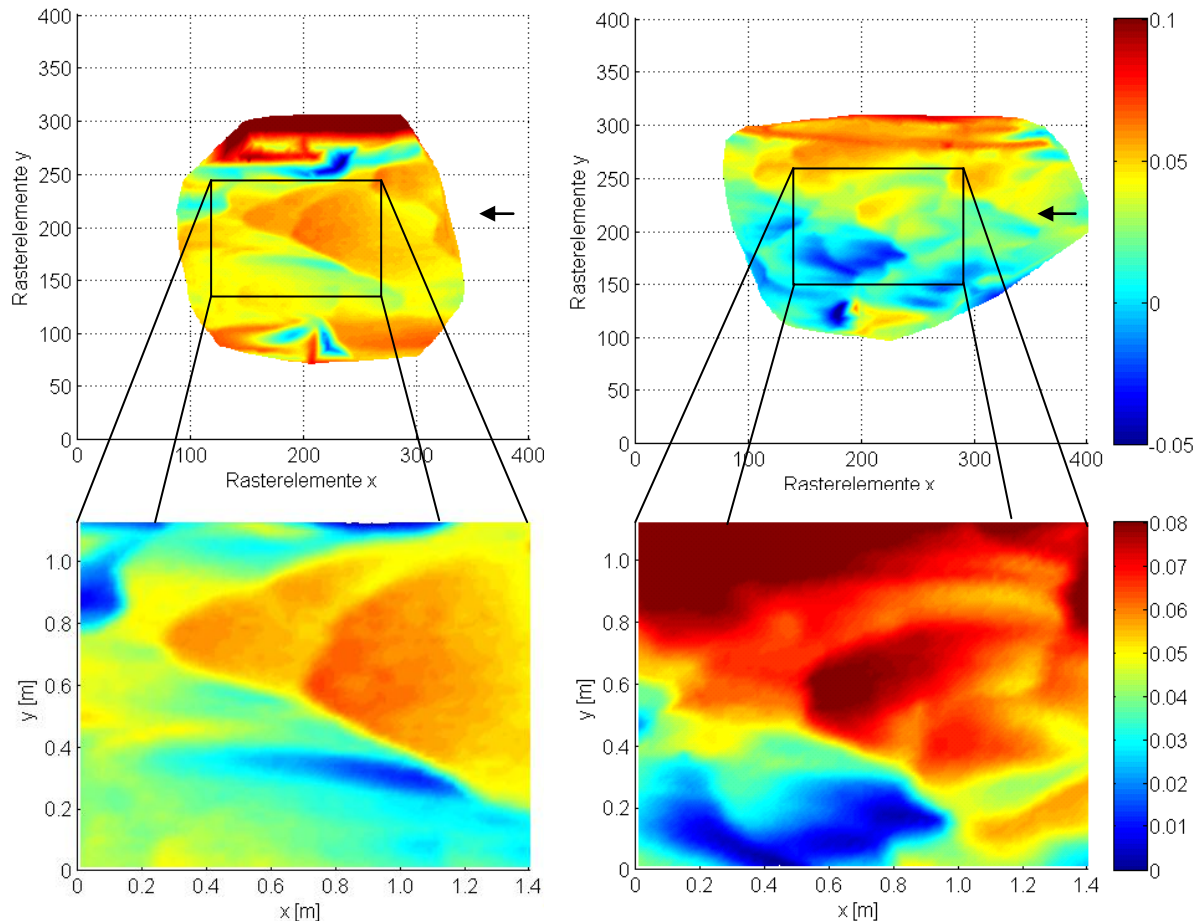


Bild 7-4: Gedrehte und gerasterte Daten der Geraden (links oben) und der Krümmung (rechts oben), Ausschnitte der Zeitreihe (unten), Farbskala [m], Fließrichtung von rechts nach links

Während der Zeitreihenversuche wurde der Geschiebekreislauf am Auslauf des Modells unterbrochen und die ausgetragene Geschiebemenge intervallweise ermittelt[♣]. Somit liegt neben den Zeitreihen der Dünenwanderung auch die Geschiebetransportrate am Modellende vor. Durch den räumlichen Abstand zwischen Modellende und den Aufnahmebereichen der Zeitreihen ist eine direkte Verknüpfung der Daten der Zeitreihe mit den ermittelten Geschie-

[♣] Die Ermittlung erfolgte volumetrisch mittels 10 l Eimern. Somit liegt die volumetrische Geschiebetransportrate in Abhängigkeit der Zeit vor, wobei die zeitlichen Intervalle von der Transportmenge abhängen.

bemengen jedoch nicht möglich. Da die Sohle des Modells über die Dauer der Zeitreihe ungefähr im Gleichgewicht war, können die zeitlichen Mittelwerte des Geschiebeaustrags mit den mittleren Eigenschaften der Dünenwanderung verknüpft werden (s. Kapitel 2.5).

Die Zeitreihenversuche wurden unter anderem genutzt, um im Vergleich mit Natur-Flächenpeilungen die sedimentologischen Zeitmaßstäbe des Odermodells zu ermitteln (hier nicht gezeigt, s. LWI 2010). Die Untersuchungen ergaben für die Durchflüsse NQ und MQ einen Zeitmaßstab von ca. 5000. Das bedeutet, dass sich die Dünen im Modell in Relation zur Modellgeometrie 5000 Mal schneller bewegen als natürliche Dünen in Relation zur Naturgeometrie. Um das Wanderverhalten der Dünen im Zeitfenster der NQ Zeitreihe (24 h) in der Natur zu untersuchen, wäre demnach eine Aufnahmedauer von 13,7 Jahren notwendig. Die Vorstellung der Aufnahme einer natürlichen Dünensohle während eines mehrjährigen stationären Durchflusses ist jedoch rein hypothetisch. Die Interpretation der Modellergebnisse bezüglich der natürlichen Begebenheiten wird zudem durch die Verwendung von Polystyrol als Geschiebematerial trotz der guten Modellähnlichkeit (LWI 2006, BAW 2007, LWI 2008, LWI 2010) erschwert. Im Vergleich mit den klaren Randbedingungen der Sanddünenversuche (Kapitel 3) existierten in Form der Gewässerberandung (Buhnen, Parallelwerke) außerdem komplexe Randbedingungen, die eine größere räumliche Heterogenität der Daten bedingen. Trotzdem bieten die Zeitreihen des Odermodells wegen der großen Wandergeschwindigkeiten der Dünen einen bisher einmaligen Datensatz zur Untersuchung der Dünenwanderung auf einer großen Zeitskala. Daher werden die Eigenschaften der Dünen aus den Daten der langen NQ Zeitreihe im Folgenden näher betrachtet.

Ein exemplarischer Zeitschnitt $z(t)$ der NQ Zeitreihe ist in Bild 7-5 dargestellt. In $z(t)$ treten mit Bänken, Dünen und die Dünen überlagernden Formen Sohlgeometrien verschiedener Größenordnungen auf. Wegen der relativen Größe des Zeitfensters sind die dominierende Sohlform die Bänke. Die Betrachtung von Bild 7-5 legt nahe, dass unterhalb der Skala der Bänke eine noch größere Frequenz vorhanden ist.

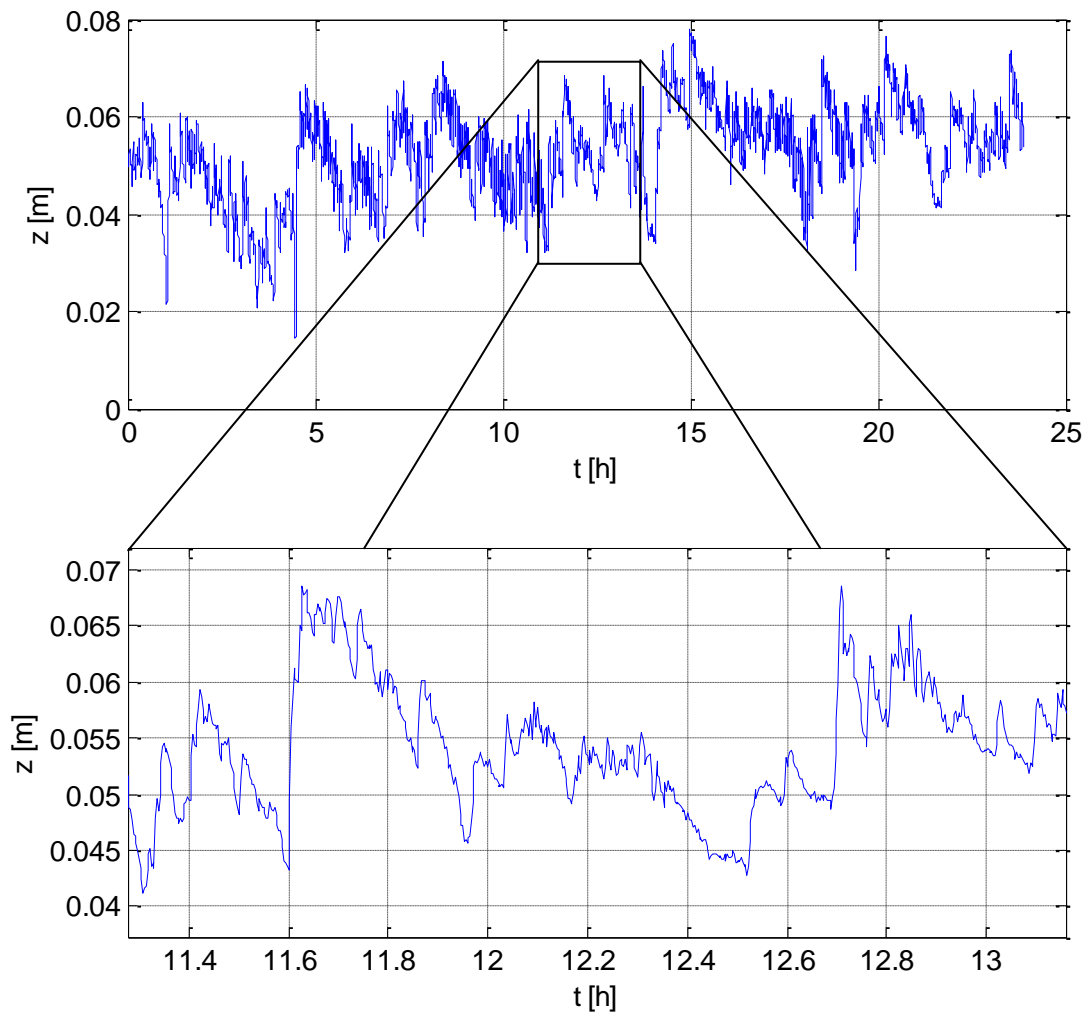


Bild 7-5: Exemplarischer Zeitschnitt $z(t)$ der Sohlhöhen von Polystyrol-Dünen des NQ-Versuchs (oben), Ausschnitt (unten)

Der Mittelwert μ_k und die Standardabweichung σ_k (Gleichung 4-3, S. 59) der räumlichen Ausschnitte der NQ Zeitreihe sind in Bild 7-6 gegeben. Die Fluktuation der Werte zeigt, dass der räumliche Ausschnitt der Daten zu klein ist, um zu einem diskreten Zeitpunkt t stationäre Daten zu enthalten. Tendenziell steigen σ_k mit kleiner werdenden μ_k an, was auf das Auftreten tiefer Kolke zurückzuführen ist (vgl. Kapitel 5.3). Zwischen $15 \text{ h} < t < 17 \text{ h}$ erreicht σ_k doppelt so große Werte wie zu den übrigen Zeitpunkten der Reihe. Selbst nach einer relativ langen Versuchszeit und dem Durchlaufen vieler Sohlformen durch das Aufnahmefenster treten demnach Veränderungen auf, die einen großen Einfluss auf die Datenmenge haben.

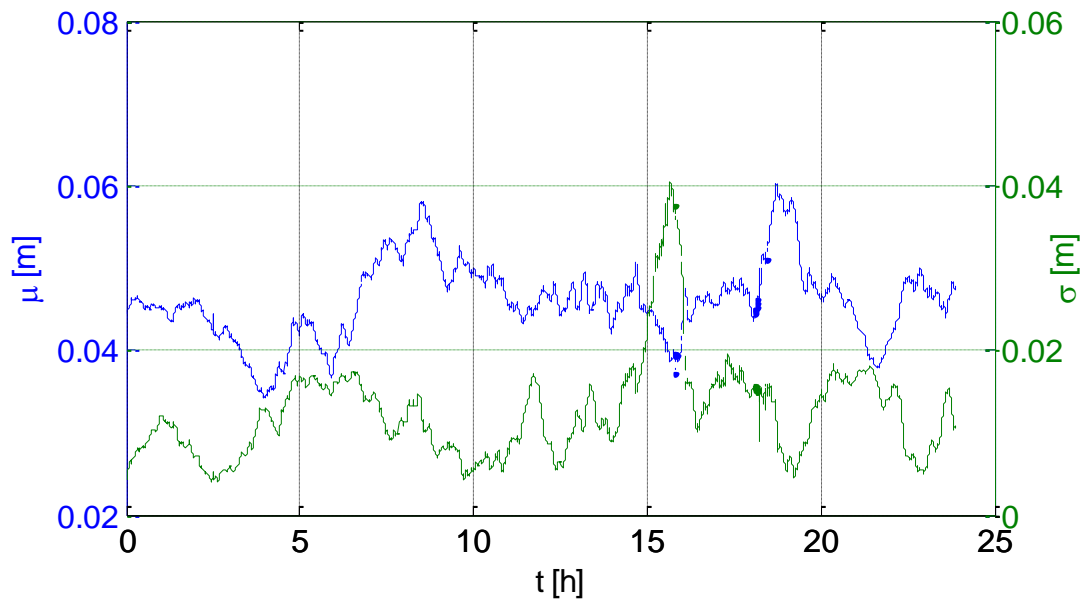


Bild 7-6: Momentanwerte des Mittelwerts und der Standardabweichung der Zeitreihe des NQ-Versuchs

Dieser Umstand wird auch durch die kumulative Standardabweichung $\sigma(t_i)$ bzw. $\sigma(t)$ (Gleichung 4-4, S. 61) reflektiert, die nach 15 Versuchsstunden nochmals ansteigt (Bild 7-7). An dieser Stelle muss erwähnt werden, dass die Änderungen im Transportmuster, die diesen Anstieg der Standardabweichung hervorrufen, auch auf den Einfluss der Gewässerberandung (Buhnen, Parallelwerke) zurückzuführen sind, von der sich Kolke ablösen, die sich in seltenen Fällen in Richtung der Gewässermitte bewegen können und so auch nach langen Versuchszeiten das Gleichgewicht der Daten verändern.

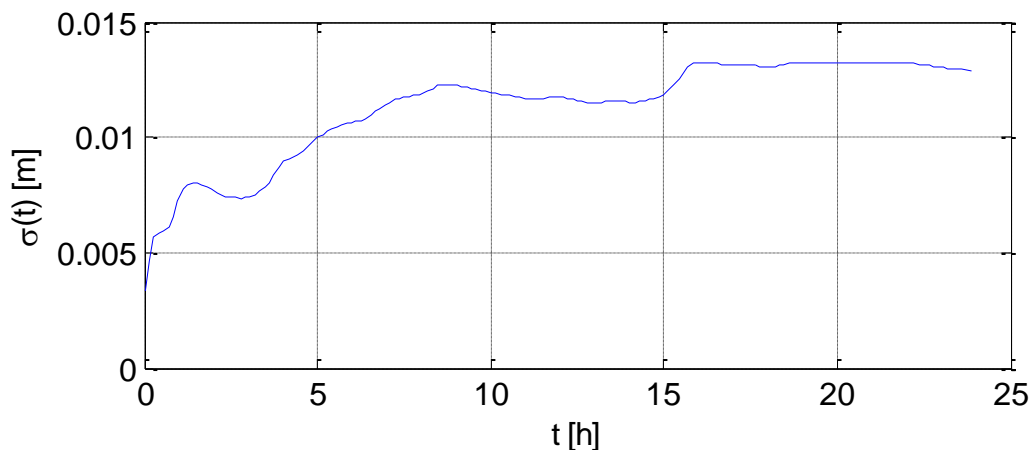


Bild 7-7: Kumulative Standardabweichung der Zeitreihe des NQ-Versuchs $\sigma(t)$

Für die NQ- und die MQ-Zeitreihe (gleicher Aufnahmebereich in der Geraden, s. Bild 7-3) wurde die Wandergeschwindigkeit nach dem räumlichen Ansatz aus der Kreuzkorrelationsanalyse (Gleichung 6-1 und Gleichung 2-17) berechnet. Dabei wurde ein zeitlicher Abstand $\tau = 40$ s gewählt (entspricht einem Abstand von 4 Aufnahmen). Die Wandergeschwindigkeiten des Dünenfeldes u_d der NQ-Zeitreihe (Bild 7-8) schwanken stark. Auch die u_d der MQ-

Zeitreihe (Bild 7-9) steigen nach ca. 9 Versuchsstunden deutlich an, wofür ebenfalls ein Wechsel im Transportmuster verantwortlich ist (s. Henning et al. 2010). Mit den ermittelten Wandergeschwindigkeiten u_d wird in Kapitel 8.1 ein Ansatz zur Bestimmung des Geschiebetransports aus der Dünenwanderung getestet. Die Quergeschwindigkeiten des Dünenfeldes v_d sind im messbaren Bereich und schwanken um Null, wobei in beiden Zeitreihen die Bewegung in Richtung des linken Ufers (positive v_d) überwiegt.

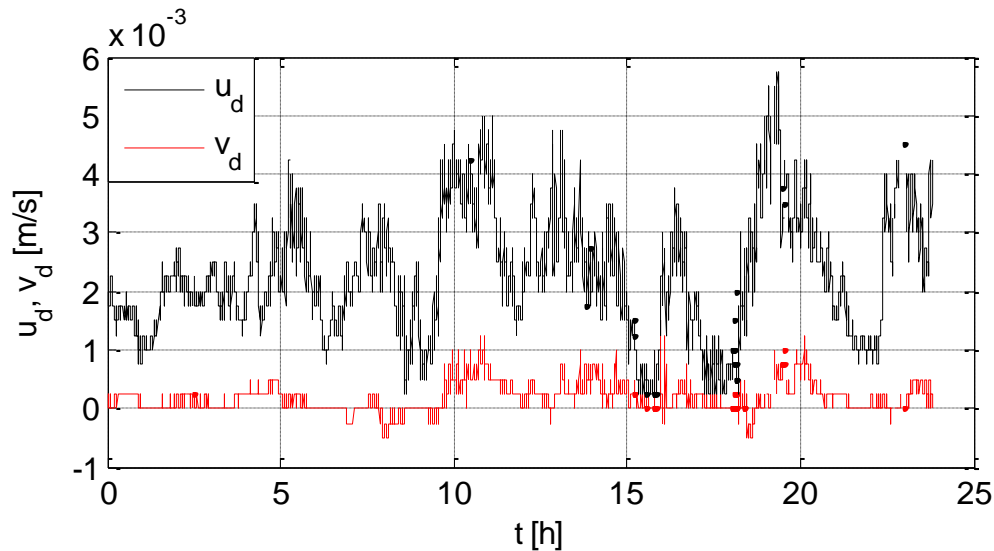


Bild 7-8: Längs- und Quergeschwindigkeiten aus der Zeitreihe des Oder NQ-Versuchs

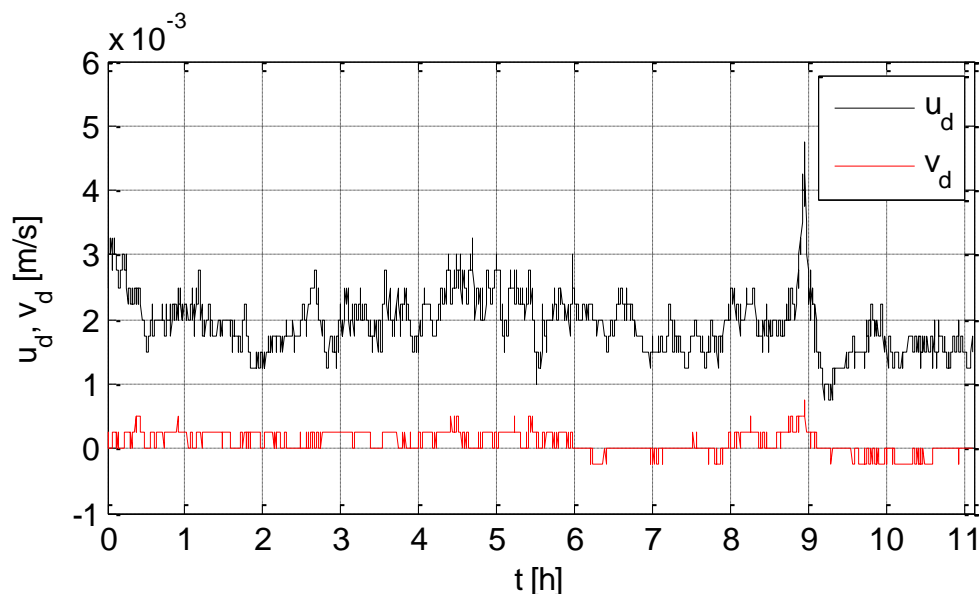


Bild 7-9: Längs- und Quergeschwindigkeiten aus der Zeitreihe des Oder MQ-Versuchs

Da die Vergleichbarkeit der Geometrie und Dynamik von Sanddünen und Dünen aus Ersatzmaterial (Polystyrol) nicht fundiert untersucht ist, wird in der vorliegenden Arbeit auf eine tiefer gehende Analyse der Eigenschaften der Polystyroldünen verzichtet.

7.3 Flächenpeilungen von Elbe und Oder

Die im Folgenden vorgestellten Datensätze natürlicher Flusssohlen wurden aus verschiedenen Flächenpeilungen zur Verkehrssicherung unter dem Aspekt ausgesucht, dass sie inner-

halb einer möglichst kurzen Zeitspanne aufgenommen wurden, um die Identifikation derselben Transportkörper in zwei aufeinander folgenden Peilungen zu ermöglichen. Zudem wurden lediglich Peilungen berücksichtigt, die bei relativ moderaten Strömungsbedingungen ($Q < MQ$) aufgenommen wurden.

Die ausgewählten Flächenpeilungen der Oder liegen bei Hohenwutzen (Bezugspegel Hohensaaten) im Modellbereich des Oder GTM (Kapitel 7.2) zwischen Oder-km 658 und 661 (Tabelle 7-4). Die Daten wurden durch das Wasser- und Schifffahrtsamt (WSA) Eberswalde im Juni 2002 und im April 2003 mit einem Abstand von 5 bzw. 6 Tagen aufgenommen. Alle Peilungen wurden um MQ (= 525 m³/s) aufgenommen (Tabelle 7-4). Da bei geringen Durchflüssen die Messboote des WSA nicht uneingeschränkt fahren können, wurde durch die BAW zusätzlich ein Ingenieurbüro (Fa. Schmid, Kapsweyer) beauftragt, dieselbe Oderstrecke bei einem Durchfluss nahe NQ (= 269 m³/s) zu vermessen. Die Messungen wurden im September 2008 im Abstand von zwei Tagen bei $Q = 270$ m³/s durchgeführt (s. auch Niesler 2008).

Tabelle 7-4: Sohlpeilungen an der Oder bei Hohenwutzen

Datum der Peilung	Oder-km	W [cm] *	Q [m ³ /s]*
06.06.2002	658-661	313	441
11.06.2002	658-661	306	425
02.04.2003	658-661	377	624
08.04.2003	658-661	364	583
25.09.2008	658-659	230	270
27.09.2008	658-659	230	270

* am Pegel Hohensaaten

Die Flächenpeilungen der Elbe wurden bei Aken (Bezugspegel Aken) zwischen Elbe-km 272 und 274 durch das WSA Dresden im Februar/März 2005, im April 2005 und im Juli 2008 im Abstand von 4 bzw. 5 Tagen bei Durchflüssen oberhalb MQ (= 438 m³/s) aufgenommen (Tabelle 7-5). Zwischen den Paaren der Messungen fiel jeweils der Durchfluss.

Tabelle 7-5: Sohlpeilungen an der Elbe bei Aken

Datum der Peilung	Elbe-km	W [cm] *	Q [m ³ /s]*
25.02.2005	658-661	366	779
01.03.2005	658-661	343	709
13.04.2005	658-661	376	810
18.04.2005	658-661	310	619
06.07.2006	658-659	312	623
11.07.2006	658-659	215	397

* am Pegel Aken

Peilungen der Gewässersohle durch die Wasser- und Schifffahrtsämter (WSÄ) sind von der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung (WSV) in Abstimmung mit der BAW und der Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) standardisiert. Zum Einsatz kamen bei den Peilungen Echolote mit einer Frequenz von 200 kHz und einer Höhengenaugkeit von $\pm 0,02$ m, sowie einer Lagegenauigkeit $< 0,5$ m (s. Rieck 2008 für Details). Durch die Anordnung von 37 Echoloten an 4 m langen Auslegern und unter dem Rumpf der Messboote war eine lückenlose Peilung der Flusssohle über eine Breite von 12 m möglich (3 Sonden pro Meter). Es waren mehrere Längsfahrten notwendig, um die gesamte Flussbreite aufzunehmen. Um den Datenstrom zu reduzieren, wurden während der Messung jeweils 3 Sonden zu einem Ensemble zusammengefasst, aus dem nur der am Tiefsten gelegene Messwert aufgezeichnet wurde. Die Lagenreferenz wurde aus der Mittelung der GPS-Positionen der Sonden hergestellt. Die Aufnahmefrequenz der Sonden war 20 Hz, was in Abhängigkeit der Bootsgeschwindigkeit etwa 10 Messwerten pro Meter in Fahrtrichtung entspricht. Die Rohdaten der Sonden wurden seitens der BfG um die Einflüsse der Bootsbewegungen (Stampfen, Rollen, Gieren etc.) korrigiert (BfG 1995, Rieck 2008). Die aufbereiteten Daten lagen mit einer Auflösung von 1 m x 1 m vor.

Die Aufnahmen des Ingenieurbüros erfolgten mit zwei 200 kHz Doppelschwinger-Echoloten mit einer vertikalen Auflösung von $\pm 0,01$ m (Schmid & Niesler 2005). In Kombination mit einem DGPS Ortungssystem wurde eine Lagegenauigkeit von ± 5 cm erreicht. Die Abtastrate des Echolotes betrug ca. 18 Hz. Bei einer mittleren Bootsgeschwindigkeit von 1,5 m/s wurden ca. 10 bis 12 Tiefenwerte pro Meter Fahrspur erhalten. Durch Interpolation der DGPS-Koordinaten wurde jedem Tiefenwert eine Koordinate zugewiesen. Die Auflösung der Daten ist wegen der Sondendichte schlechter als bei den Peilungen der WSÄ. Zudem bildet diese Peilung einen kürzeren Ausschnitt ab (km 658 – 659) als die Flächenpeilungen des WSA Eberswalde. Auch ist die Breite der Sohlaufnahme geringer, was jedoch auf die infolge der niedrigeren Wasserstände geringere befahrbare Breite zurückzuführen ist.

Vor der Analyse wurden die Daten zunächst so rotiert, dass die Hauptstromrichtung (identisch Hauptwanderrichtung der Transportkörper) mit der aufsteigenden x -Achse verläuft. Dann wurde ein identischer Bereich mit größtmöglicher Deckung in allen Datensätzen aus den Daten ausgeschnitten und linear in ein 1 m x 1 m Raster interpoliert. Im Endergebnis liegen aus den Peilungen des WSA Eberswalde (Juni 2002, April 2003) vier gerasterte digitale Geländemodelle mit einer Größe von 1530 m x 100 m vor, welche die Odersohle von km 658,00 bis 659,53 repräsentieren. In Bild 7-10 ist beispielhaft das aufbereitete DGM einer Flächenpeilung der Oder durch das WSA Eberswalde dargestellt.

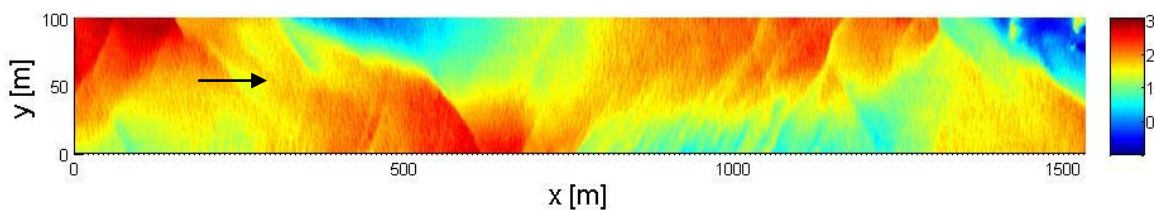


Bild 7-10: DGM der Oder-Flächenpeilung vom 06.06.2002 durch das WSA Eberswalde, Farbskala in [m+NHN]

Die Peilungen der Oder durch das Ingenieurbüro (September 2008) bilden insgesamt einen kleineren Ausschnitt ab, daher ist die Größe der DGM mit 800 m x 80 m kleiner als bei den Flächenpeilungen durch das WSA (Bild 7-11).

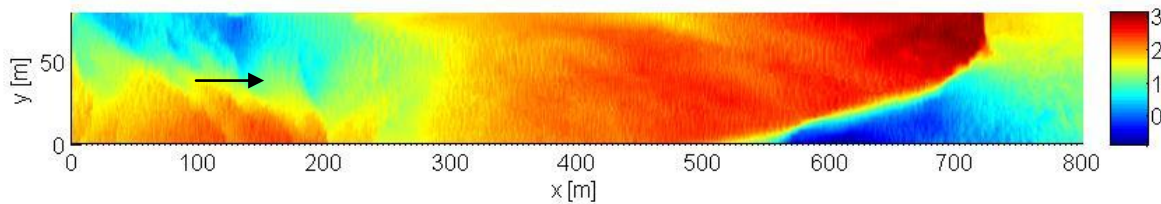


Bild 7-11: DGM der Oder-Einzelecholotpeilungen vom 27.09.2008, Farbskala in [m+NHN]

Die aufbereiteten DGM der Flächenpeilungen der Elbe haben eine Größe von 1664 m x 66 m. Bild 7-12 zeigt beispielhaft das DGM einer Elbe-Flächenpeilung.

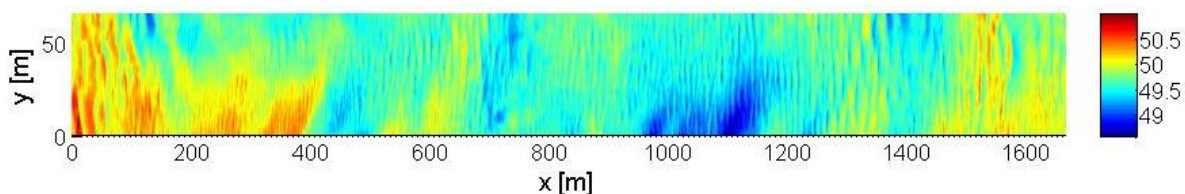


Bild 7-12: DGM der Elbe-Flächenpeilung vom 25.02.2005 durch das WSA Dresden, Farbskala in [m+NHN].

In Bild 7-10 bis Bild 7-12 sind die Dünen mit Längen von einigen Metern gut zu erkennen. Die dominierenden Sohlformen sind allerdings für die Oder- und Elbesohlen Bänke (s. auch Aberle et al. 2010a). Die DGM aller genutzten Flächenpeilungen sind in Anhang 2 gegeben.

7.4 Geschiebefängermessungen

Da aus den Naturflächenpeilungen der Oder und Elbe (Kapitel 7.3) die Sohlbewegung und daraus die Geschiebetransportrate abgeschätzt werden soll (s. Kapitel 8.1), werden zum Vergleich die Geschiebetransportraten aus den betrachteten Gewässerabschnitten benötigt. Naturmessungen des Geschiebetransports an Oder und Elbe werden von der Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) durch mehrere querprofilbasierte, punktuelle Geschiebefängermessungen durchgeführt (BfG 2004). Bei Flüssen mit Transportkörpern (Dünen, Bänke), können die gemessenen Transportraten großen Schwankungen unterliegen. Die Gründe hierfür sind verfahrensbedingte Einschränkungen, wie z. B. die Position des Geschiebefängers in Relation zu den Transportkörpern oder die eingeschränkten Messzeiten bzw. Geschiebefängergröße (Gomez & Phillips 1999, Kleinhans & Ten Brinke 2001). Zudem unterliegt der Geschiebetransport durch Einflüsse von z. B. Hysterese (z. B. Allen 1974) oder Jahreszeit und Wassertemperatur (z. B. Colby & Scott 1965) starken natürlichen Schwankungen (s. Kapitel 2.2). Daher lässt sich einem Durchfluss Q keine eindeutige Geschiebetransportrate G , sondern lediglich ein statistischer Mittelwert zuordnen.

An der Oder bei Hohenwutzen liegen 33 Geschiebemessungen vor, die zwischen 2000 und 2009 aufgenommen wurden, an der Elbe bei Aken 55 Geschiebemessungen der Jahre 1994 bis 2010 (BfG 2010). Die Werte sind in Bild 7-13 und Bild 7-14 zusammen mit polynomi-

schen Ausgleichsfunktionen grafisch dargestellt. Die G/Q -Beziehungen für beide Abschnitte sind tabellarisch in Anhang 3 gegeben. Die Darstellung der G/Q -Beziehungen zeigt, dass die Ergebnisse der Messungen stark schwanken. Insbesondere für den Pegel Aken herrscht für Durchflüsse $Q < 600 \text{ m}^3/\text{s}$ keine ausgeprägte Korrelation zwischen G und Q .

Für den Geschiebetransport am Bezugspegel der Elbemessungen Aken existiert eine Geschiebetransport-Durchfluss-Beziehung (G/Q -Beziehung) aus dem Jahr 2004 (BfG 2004). Da direkt im Bereich der ausgewerteten Flächenpeilungen Geschiebefängermessungen bis in das Jahr 2010 vorliegen, wurde jedoch aus den verfügbaren Daten eine neue G/Q -Beziehung berechnet. Die BfG (2004) nutzt eine polynomische Funktion 2. Grades, daher wurde hier ebenfalls eine solche Ausgleichfunktion gewählt. Der Durchfluss lag während der Messungen im Bereich $Q < 1000 \text{ m}^3/\text{s}$, weshalb nur Messwerte in diesem Spektrum berücksichtigt wurden (Bild 7-13).

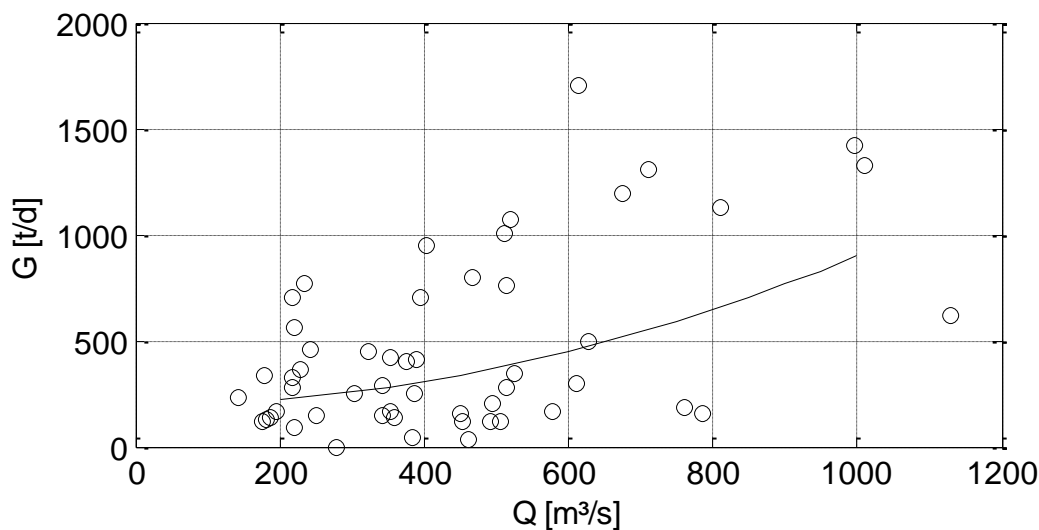


Bild 7-13: G/Q -Beziehungen der Elbe bei Aken (km 292,2) mit polynomischer Ausgleichfunktion 2. Ordnung

Die polynomische G/Q -Beziehung hat die Form

$$G[t/d] = 0,0007 \cdot Q^2 + 0,2066 \cdot Q + 197. \quad 7-1$$

Für den Oderabschnitt bei Hohenwutzen existiert keine G/Q -Beziehung. Daher wurde diese ebenfalls durch eine polynomische Funktion 2. Grades anhand der vorhandenen Messwerte berechnet. Zur Darstellung der Geschiebefängermessungen und der Ausgleichfunktion in Bild 7-14 muss angemerkt werden, dass der Geschiebetransport in der untersuchten Oderstrecke tatsächlich wegen der ausbordenden Wasserstände bei $Q > 800 \text{ m}^3/\text{s}$ abnimmt (vgl. Kapitel 7.2.1).

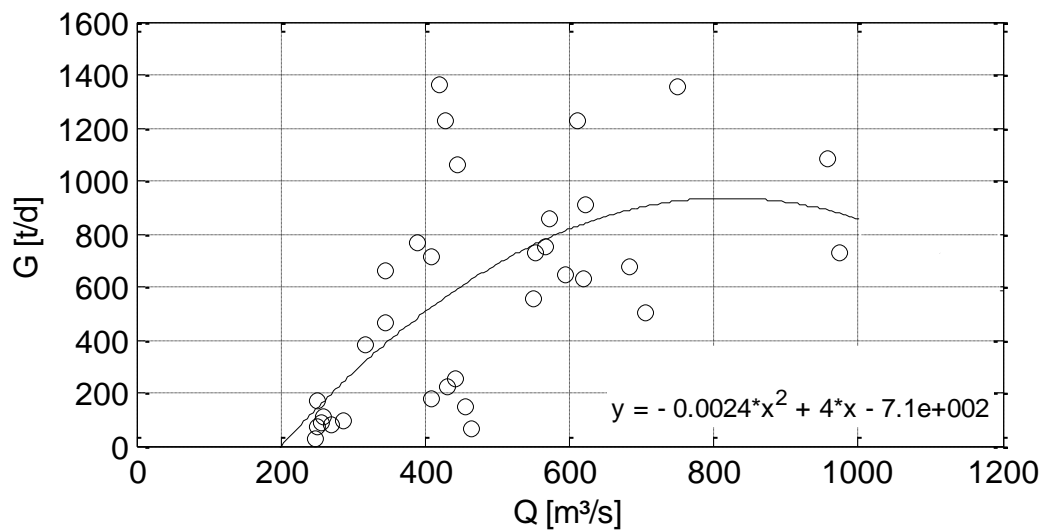


Bild 7-14: G/Q -Beziehungen der Oder bei Hohenwutzen (km 656,0) mit polynomischer Ausgleichfunktion 2. Ordnung

Es ergibt sich für die Abhängigkeit von G und Q für die Oderstrecke der Zusammenhang

$$G[t/d] = -0,0024 \cdot Q^2 + 4 \cdot Q - 710. \quad 7-2$$

Die im vorliegenden Kapitel 7 vorgestellten Daten der Dünenbewegung und des Geschiebetransports werden im folgenden Kapitel analysiert, um die praktische Bedeutung der statistischen Analyse für flussbauliche Fragestellungen aufzuzeigen.

8 Anwendungsbeispiele für die statistische Analyse

8.1 Bestimmung des Geschiebetransports aus der Dünenwanderung

8.1.1 Oberflächenansatz

Der volumetrische Geschiebetransport durch Dünen q_s kann aus der Dünenwanderung abgeschätzt werden, wenn die Dünenwandergeschwindigkeit in Längsrichtung u_d , die Dünenhöhe δ und die Dünenlänge L bekannt sind (Kapitel 2.5). Für die Sanddünenversuche wurde die Bestimmung dieser Parameter in den Kapiteln 5 und 6 vorgenommen. In dem konventionellen Ansatz zur Berechnung des Geschiebetransports in Gleichung 8-1 wird q_s aus u_d und δ berechnet. Die Länge bzw. die Form der Dünen wird darin über einen Formfaktor β berücksichtigt, der für verschiedene Dünenformen schwanken kann (s. Kapitel 2.5).

$$q_s = \beta \cdot \delta \cdot u_d. \quad 8-1$$

Im Folgenden wird der lineare Zusammenhang zwischen δ und der Standardabweichung der Sohlhöhen σ (s. Kapitel 2.4.1, Kapitel 5.2.1) genutzt und aus Gleichung 8-1 wird

$$q_s = \alpha \cdot \sigma \cdot u_d \quad 8-2$$

mit einem Proportionalitätsfaktor α . Nach dieser Modellvorstellung ist die Geschiebetransportrate äquivalent zu einer Schicht der Dicke $\alpha \cdot \sigma$ die sich mit einer mittleren Geschwindigkeit u_d vorwärts bewegt.

Der Ansatz wird zunächst für die Sanddünenversuche angewendet. Die in den Kapiteln 4.3 und 6.1.1 für die Oberflächen der Zeitreihe berechnete Standardabweichung der Sohlhöhen σ und die Dünenwandergeschwindigkeit u_d sind in Bild 8-1 zusammen mit der gemessenen Geschiebetransportrate q_s über den Verlauf der 60 Stunden Versuchszeit dargestellt. Die Berechnung des Produktes aus σ und u_d erfolgte aus den dargestellten Stundenmittelwerten. Die Umrechnung der gewogenen Geschiebemenge G_A unter Auftrieb in die volumetrische Geschiebetransportrate q_s erfolgte nach Gleichung 3-1 (S. 41).

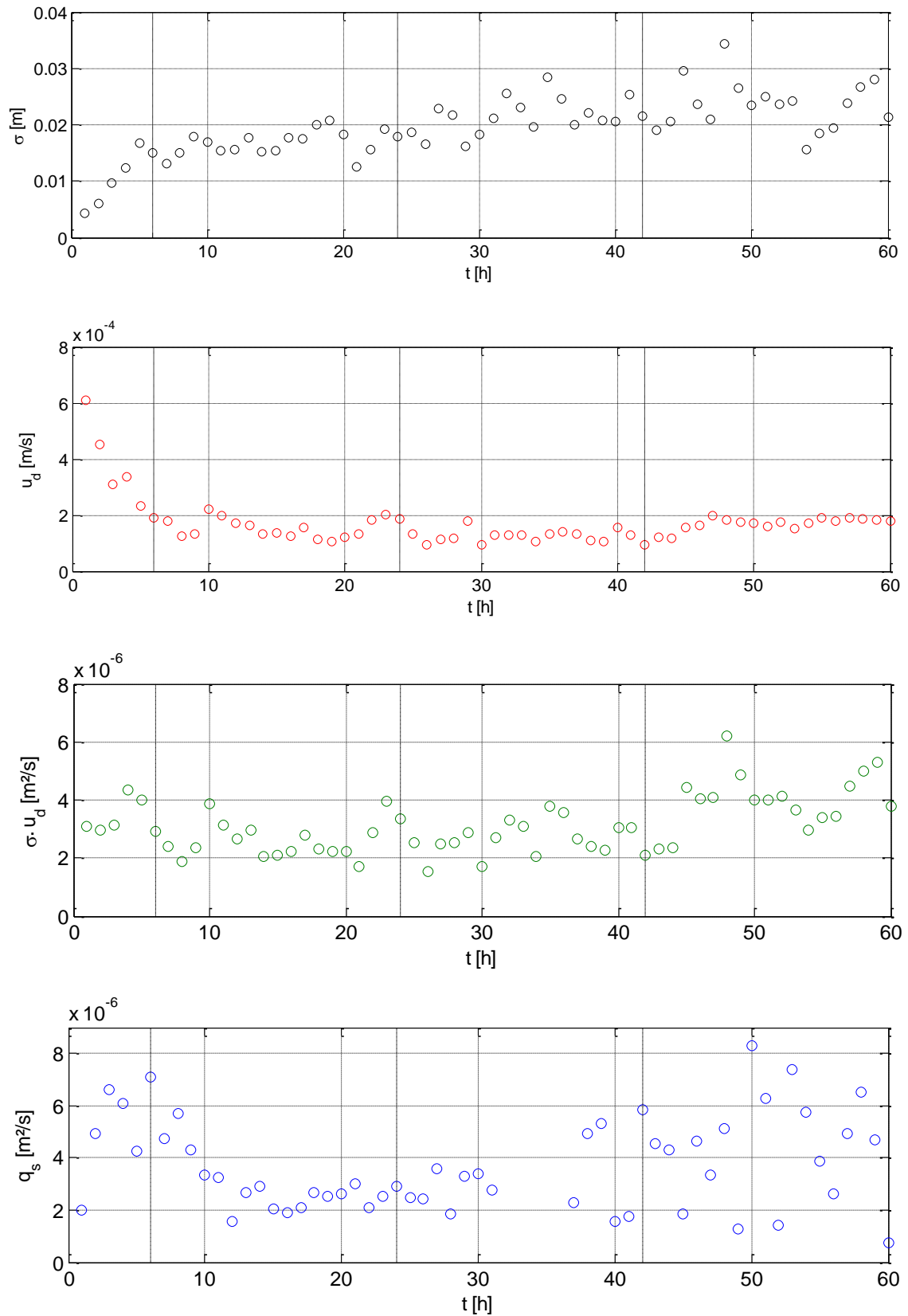


Bild 8-1: Stundenmittelwerte der Standardabweichung der Sohlhöhen σ , der Dünenwander-
geschwindigkeit u_d , des Produktes der Stundenmittel $u_d \cdot \sigma$ und der gemessenen volumetri-
schen Geschiebetransportrate je Breitereinheit q_s

Bild 8-1 zeigt einen grundsätzlichen, umgekehrt proportionalen Zusammenhang zwischen σ und u_d . Da der Versuch mit einer ebenen Sohle begonnen wurde ist σ zunächst nahezu Null. Die berechneten u_d sind für die sich ausbildenden, kleinen Sohlformen gleichzeitig hoch. Mit fortschreitender Ausbildung der Sohlformen sinkt deren Wandergeschwindigkeit und strebt ebenso wie deren Höhe gegen ein dynamisches Gleichgewicht. Bei der Interpretation von Bild 8-1 muss berücksichtigt werden, dass das Aufnahmefeld der Zeitreihe 6 m oberhalb der Waage lag und somit keine Korrelation zwischen den durchwandernden Dünen im Aufnahmeareal und dem Geschiebeauftrag am Modellende besteht. Daher müssen bei der Verknüpfung der Eigenschaften der Dünenwanderung mit dem Geschiebetransport zeitliche Mittelwerte gebildet werden.

Das Produkt von u_d und σ ergibt nach Gleichung 8-2 ein Maß für die Geschiebetransportrate durch das Dünenfeld. Wie in Kapitel 4.3 ausgeführt wurde, ist der Sohlausschnitt der Zeitreihen zu klein, um zu einem diskreten Zeitpunkt t stationäre Daten zu enthalten. Wie die Schwankungen der Stundenmittel in Bild 8-1 zeigen, genügt auch eine Mittelung über eine Stunde nicht, um ein Gleichgewicht der Daten zu erreichen. Daher ist für die Bestimmung der mittleren Geschiebetransportrate die Bildung von Mittelwerten über noch größere zeitliche Ausschnitte notwendig. Es werden die zeitlichen Mittelwerte $\overline{u_d}$ und $\overline{\sigma}$ von u_d und σ für die Versuchsabschnitte W0 bis W3 (s. Kapitel 4.3) gebildet*. In Tabelle 8-1 sind die Werte mit dem Produkt $\overline{u_d} \cdot \overline{\sigma}$ als Maß für die volumetrische Geschiebetransportrate q_s dargestellt, Bild 8-2 zeigt die Gegenüberstellung der gemessenen und berechneten Transportrate.

Tabelle 8-1: Die Ergebnisse der berechneten und der gemessenen volumetrischen Geschiebetransportrate für die Versuchsabschnitte der Sanddünenversuche

	$\overline{u_d}$ [10^{-4} m/s]	$\overline{\sigma}$ [m]	$\overline{u_d} \cdot \overline{\sigma}$ [10^{-6} m ² /s]	q_s [10^{-6} m ² /s]
W0	3,31	0,012	3,97	5,16
W1	1,48	0,018	2,66	2,93
W2	1,19	0,023	2,74	3,19
W3	1,72	0,025	4,30	4,27

* An dieser Stelle muss angemerkt werden, dass die Berechnung von $\overline{u_d} \cdot \overline{\sigma}$ (wenn die zeitliche Mittelwertbildung nach der Multiplikation der zeitlich diskreten Werte von u_d und σ erfolgt) geringfügig kleinere Werte liefert, was am Berechnungsverfahren liegt.

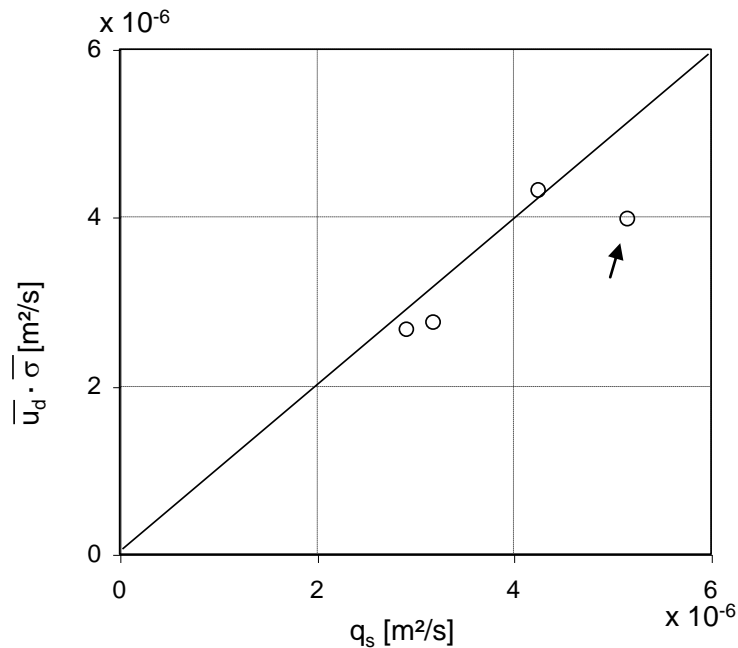


Bild 8-2: Gemessene Geschiebetransportrate q_s und $\bar{u}_d \cdot \bar{\sigma}$, Ergebnisse von W0 durch Pfeil gekennzeichnet

Die gemessene Geschiebetransportrate q_s und $\bar{u}_d \cdot \bar{\sigma}$ zeigen für die Versuche W1, W2 und W3 eine lineare Abhängigkeit. Dabei herrscht allgemein eine gute Übereinstimmung zwischen den Werten, obwohl der Faktor α (Gleichung 8-2) noch nicht berücksichtigt wurde. Im Gesamtkontext weichen q_s und $\bar{u}_d \cdot \bar{\sigma}$ in W0 relativ stark voneinander ab. Dazu muss angemerkt werden, dass sich während dieses Abschnitts Dünen von der ebenen Sohle ausbildeten (s. Bild 4-14, S. 58). Während dessen herrschten an der Sohle stark instationäre Bedingungen. Zudem wurde die Modellsohle zu Beginn der Versuche etwas höher eingeebnet als die angestrebte mittlere Sohlhöhe während der Versuche (s. Kapitel 4.2). Während der ersten Versuchsstunden unterlag somit die Modellsohle planmäßiger Erosion, durch die der Geschiebetransport vergrößert wurde. Somit sind die Abweichungen im Vergleich mit den anderen Versuchsabschnitten für diesen Zeitraum nicht verwunderlich.

Nachdem die Anwendbarkeit der Methode der Bestimmung der Geschiebetransportrate aus dem Produkt der Dünenwandergeschwindigkeit und der Standardabweichung der Sohlhöhen für die Zeitreihen der Sanddünenversuche gezeigt wurde, wird diese nun an den in Kapitel 7 vorgestellten Zeitreihen der Polystyrolbünen des Odermodells (Kapitel 7.2.2) und den Daten von Flusssohlen der Elbe bei Aken und der Oder bei Hohenwutzen (Kapitel 7.3) getestet. Für die Überprüfung der Berechnungsergebnisse des Geschiebetransports wurde während der Zeitreihenversuche der Geschiebetransport des Odermodells am Modellende volumetrisch ermittelt (Kapitel 7.2.2). Für den Vergleich der Ergebnisse der Flusssohlen stehen Geschiebefängermessungen der Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) für die jeweiligen Gewässerabschnitte zur Verfügung (Kapitel 7.4).

Von den Zeitreihen des Odermodells werden für die Berechnung der Geschiebetransportrate nur die Datensätze der Gerade genutzt. Somit stehen eine NQ- und eine MQ-Zeitreihe zur Verfügung. Die Wandergeschwindigkeiten u_d der Zeitreihen des Odermodells wurden mittels

Kreuzkorrelationsanalyse bestimmt. Die Berechnungsweise ist in Kapitel 7.2.2 beschrieben. Die Ergebnisse für den NQ- und den MQ-Versuch der Geraden sind in Bild 7-8 und Bild 7-9 (S. 121) dargestellt. Die Standardabweichungen $\sigma(t)$ wurden nach Gleichung 4-4 (S. 61, s. auch Bild 7-6, S. 120) für die räumlichen Ausschnitte pro Zeitschritt berechnet. Beide Parameter wurden für die Dauer der Zeitreihe zu Mittelwerten $\overline{u_d}$ und $\overline{\sigma}$ zusammengefasst. Die Ergebnisse sind in Tabelle 8-2 gegeben.

Tabelle 8-2: Ergebnisse der Bestimmung der Geschiebetransportrate auf der Grundlage des Oberflächenansatzes für die Zeitreihen des Odermodells

Versuch	$\overline{u_d}$ [10^{-3} m/s]	$\overline{\sigma}$ [m]	$\overline{u_d} \cdot \overline{\sigma}$ [10^{-3} m ² /s]	q_s [10^{-6} m ² /s]
NQ Versuch Gerade	2,27	0,0125	2,84	2,51
MQ Versuch Gerade	2,00	0,0122	2,44	3,07

Zur Anwendung des Oberflächenansatzes stehen je 3 Paare von Naturdatensätzen von Elbe und Oder zur Verfügung (Tabelle 7-4 und Tabelle 7-5, S. 122). Wie in Kapitel 7.3 beschrieben wurde, handelt es sich bei den besagten Flusssohlen um Dünensohlen, die durch das Auftreten von Bänken geprägt sind. Es muss angemerkt werden, dass die Bänke die dominierende Form sind und für die Bestimmung der Wandergeschwindigkeit und der Standardabweichung der Sohlhöhen die maßgebliche Geometrie darstellen. Insofern wird hier das Verfahren für Bänke und nicht für Dünen angewendet.

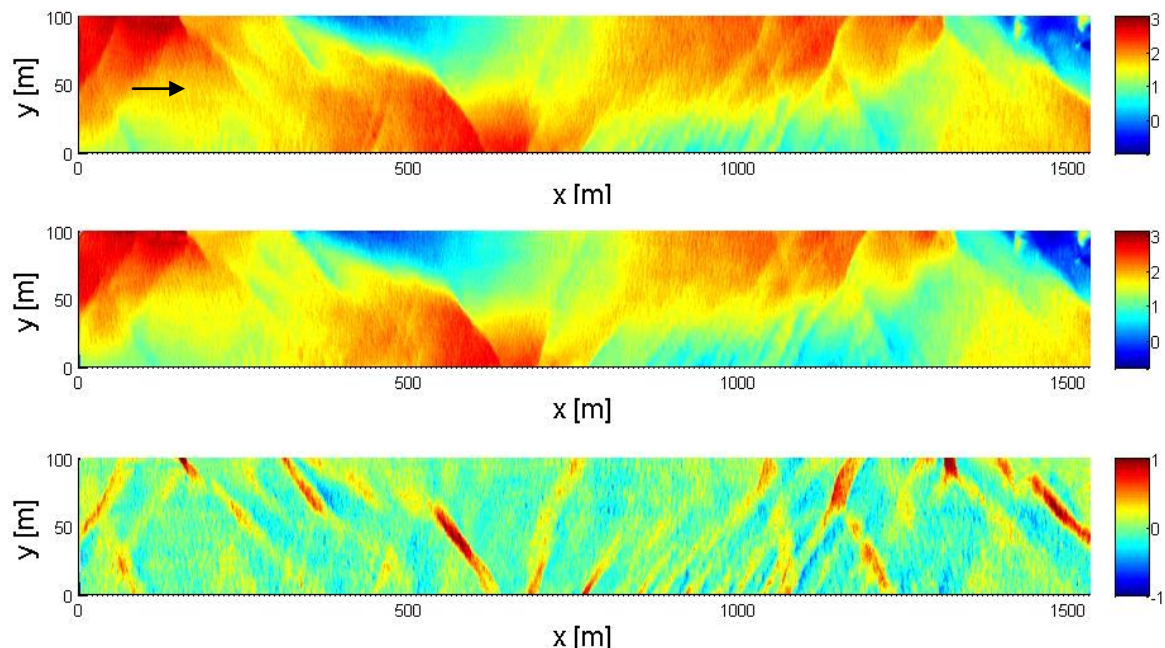


Bild 8-3: Gerasterte Flächenpeilungen der Oder: Oben vom 6.6.2002, Mitte vom 11.6.2002, Unten: Differenzenbild beider Peilungen, Farbskala der Peilungen [m+NHN] bzw. des Differenzbildes in [m]

Bild 8-3 zeigt exemplarisch für alle Natursohlen die Flächenpeilungen der Oder vom 6.6. und 11.6.2002. Ebenfalls dargestellt ist das Differenzenbild beider Peilungen. Darin lässt sich

anhand der Ausdehnung der roten bzw. blauen Bereiche der Sohlfortschritt abschätzen. Da mit der Kreuzkorrelationsanalyse bereits ein zuverlässiges Verfahren zur Bestimmung des mittleren Sohlfortschritts aus Flächendaten vorgestellt wurde (Kapitel 6.1.1), wurde diese auch hier zur Bestimmung der Wandergeschwindigkeit der Sohlformen eingesetzt.

Die berechneten Wandergeschwindigkeiten u_d sind zusammen mit den Standardabweichungen der Sohlhöhen der Flächendaten σ in Tabelle 8-3 dargestellt. Da über den zeitlichen Ablauf der Messungen keine Details verfügbar waren, diese jedoch jeweils ca. einen Arbeitstag dauerten, wurde für die Bestimmung der Wandergeschwindigkeit der zeitliche Abstand in ganzen Tagen zugrunde gelegt. Die Werte für $u_d \cdot \sigma$ als Maß für die Geschiebetransportrate sind ebenfalls in Tabelle 8-3 angegeben.

Tabelle 8-3: Zusammenfassung der Wandergeschwindigkeiten u_d und der Standardabweichungen der Sohlhöhen σ und Geschiebetransportraten $u_d \cdot \sigma$ der Naturmessungen

Oder- Peilungen	u_d [10^{-5} m/s]	σ [m]	$u_d \cdot \sigma$ [10^{-5} m ² /s]	Q^* [m ³ /s]
Juni 2002	4,4	0,54	2,38	441 (425)
April 2003	3,5	0,50	1,75	624 (583)
September 2008	1,2	0,22	0,90	270 (270)
Elbe- Peilungen	u_d [10^{-5} m/s]	σ [m]	$u_d \cdot \sigma$ [10^{-5} m ² /s]	Q^{**} [m ³ /s]
Feb./Mrz. 2005	7,23	0,25	1,83	779 (709)
April 2005	6,94	0,26	1,84	810 (619)
Juli 2006	7,64	0,17	1,37	623 (397)

* am Pegel Hohensaaten, ** am Pegel Aken, angegeben sind die Werte beider Messtage, in Klammern die Werte des zweiten Tages

Die zuvor für die Naturdaten mittels Oberflächenansatz berechneten Werte der Geschiebetransportrate können den Ergebnissen der in Kapitel 7.4 vorgestellten Geschiebefängermessungen gegenüber gestellt werden. Dazu wurden aus den Ausgleichsfunktionen der Geschiebefängermessungen (Bild 7-13 und Bild 7-14, Gleichung 7-1 und 7-2) für die Untersuchungsdurchflüsse in Tabelle 8-3 die zugehörigen Geschiebemengen G ermittelt. Unter der Annahme einer Lagerungsdichte von $\gamma_L = 1590$ kg/m³ erfolgte die Umrechnung in die volumetrische Geschiebetransportrate Q_s . Unter Berücksichtigung der geschiefeführenden Breite B_G im Messbereich der Flächenpeilungen ergibt sich nach Gleichung 3-1 (S. 41) die volumetrische Geschiebetransportrate je Breitereinheit q_s . Mit geschiefeführenden Breiten der Elbe von $B_G \approx 185$ m und der Oder von $B_G \approx 150$ m ergeben sich die in Tabelle 8-4 und Tabelle 8-5 gegebenen volumetrischen Geschiebetransportraten.

Um einen Vergleich mit den berechneten Transportraten $u_d \cdot \sigma$ zu ermöglichen, wurden die aus den Geschiebefängermessungen bestimmten volumetrischen Geschiebetransportraten q_s jeweils für die Paare der Flächenpeilungen gemittelt. Die so erhaltenen Werte und die Berechnungsergebnisse des Oberflächenansatzes sind in Tabelle 8-6 und Bild 8-4 gegenübergestellt. Um die Streuung der Geschiebefängermessungen zu illustrieren, sind in Bild 8-4 die Ergebnisse der Geschiebefängermessungen hinterlegt. Dabei wurde auf der Abszisse die gemessene Geschiebetransportrate aufgetragen und auf der Ordinate die für den Durchfluss

Q zum Zeitpunkt der Messung berechneten Werte aus den Ausgleichfunktionen (Gleichung 7-1 und 7-2).

Tabelle 8-4: Geschiebetransportraten am Pegel Aken für die Zeitpunkte der Aufnahme der Elbe Flächenpeilungen

Messung	Q^* [m ³ /s]	G [t/d]	Q_s [10 ⁻³ m ³ /s]	q_s [10 ⁻⁵ m ² /s]
25.02.2005	779	783	5,70	2,92
01.03.2005	709	695	5,06	2,59
13.04.2005	810	824	6,00	3,08
18.04.2005	619	593	4,32	2,21
06.07.2006	623	597	4,35	2,23
11.07.2006	397	389	2,83	1,45

* am Pegel Aken

Tabelle 8-5: Geschiebetransportraten der Oder bei Hohenwutzen für die Zeitpunkte der Aufnahme der Oder Flächenpeilungen

Messung	Q^* [m ³ /s]	G [t/d]	Q_s [10 ⁻³ m ³ /s]	q_s [10 ⁻⁵ m ² /s]
06.06.2002	441	587	4,27	2,85
11.06.2002	425	557	4,05	2,70
02.04.2003	624	851	6,19	4,13
08.04.2003	583	806	5,87	3,91
25.09.2008	270	195	1,42	0,95
27.09.2008	270	195	1,42	0,95

* am Pegel Hohensaaten

Tabelle 8-6: Berechnete mittlere Geschiebetransportraten aus den Flächenpeilungen der Elbe und Oder und Mittelwerte der Geschiebefängermessungen

Oder- Peilungen	Q^* [m ³ /s]	$u_d \cdot \sigma$ [10 ⁵ m ² /s]	q_s [10 ⁵ m ² /s]
Juni 2002	441 (425)	2,38	2,78
April 2003	624 (583)	1,75	4,02
September 2008	270 (270)	0,90	0,95
Elbe- Peilungen	Q^{**} [m ³ /s]	$u_d \cdot \sigma$ [10 ⁻⁵ m ² /s]	q_s [10 ⁵ m ² /s]
Feb./Mrz. 2005	779 (709)	1,83	2,76
April 2005	810 (619)	1,84	2,64
Juli 2006	623 (397)	1,37	1,84

* am Pegel Hohensaaten, ** am Pegel Aken, angegeben sind die Werte beider Messtage, in Klammern die Werte des zweiten Tages

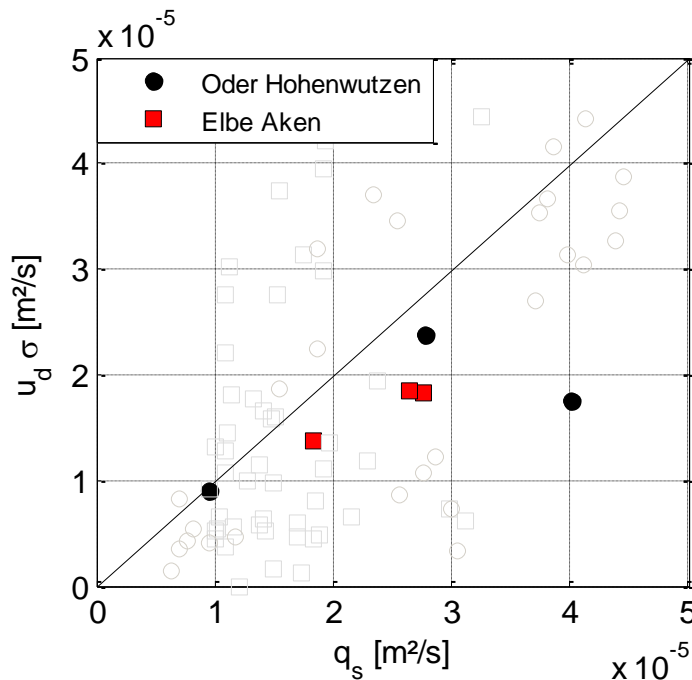


Bild 8-4: Vergleich der Geschiebetransportraten aus den Ausgleichsfunktionen der Geschiebefängermessungen q_s und der mittels Oberflächenansatz berechneten Transportrate $u_d \cdot \sigma$. Zur Einordnung der Ergebnisse sind die Geschiebefängermessungen gegen die Ausgleichsfunktionen hinterlegt (Punkte = Hohenwutzen, Quadrate = Aken)

Mit Gleichung 8-2 (S. 127) wurde eine lineare Abhängigkeit zwischen q_s und $u_d \cdot \sigma$, beschrieben durch einen Proportionalitätsfaktor α , hergeleitet. Die These der Proportionalität wird durch die Ergebnisse in Tabelle 8-6 und Bild 8-4 gestützt. Lediglich q_s und $u_d \cdot \sigma$ für die Flächenpeilungen der Oder vom April 2003 weichen mit einem Verhältnis größer Faktor 2 von den übrigen Wertepaaren ab. Im folgenden Kapitel 8.1.2 wird auf der Basis der bisherigen Berechnungen ein Geschiebetransportansatz hergeleitet.

8.1.2 Herleitung eines Geschiebetransportansatzes

In den vorherigen Kapiteln wurde der Geschiebetransport aus den Daten verschiedener Zeitreihen bestimmt. Beruhend auf dem konventionellen Verfahren zur Bestimmung der Geschiebetransportrate aus der Dünenwandergeschwindigkeit u_d und der Dünenhöhe δ (Gleichung 8-3, z. B. Simons et al. 1965b, Ertel 1966, Führböter 1967) wurde der Oberflächenansatz eingeführt, der anstelle der Dünenhöhe die Standardabweichung σ der Sohlhöhen berücksichtigt (s. auch Ettmer et al. 2009). Danach ist die volumetrische Geschiebetransportrate q_s proportional zu dem Produkt aus u_d und σ . Die Proportionalität wird in dem aufgestellten Zusammenhang durch einen Faktor α berücksichtigt (Gleichung 8-4). Die Berechnungsergebnisse in Kapitel 8.1.1 legen nahe, dass $\alpha \approx 1$ ist. Dieser Zusammenhang lässt sich aus der Ursprungsgleichung

$$q_s = \beta \cdot \delta \cdot u_d \quad 8-3$$

herleiten, in der β einen Formbeiwert repräsentiert, für den in der Literatur überwiegend Werte von $0,5 < \beta < 0,6$ gefunden werden (s. Kapitel 2.5). Die Gleichung des Oberflächenansatzes lautet

$$q_s = \alpha \cdot \sigma \cdot u_d \quad (8-4)$$

Aus Gleichung 8-3 und Gleichung 8-4 folgt

$$\alpha = \frac{\beta \cdot \delta}{\sigma} \quad (8-5)$$

Mit dem im Rahmen der vorliegenden Arbeit gefundenen lineareren Zusammenhang zwischen δ und σ (Kapitel 5.2.1) gilt je nach Berechnungsverfahren, dass das 2 bis 2,4-fache σ der Dünenhöhe δ entspricht. Wird $\beta = 0,55$ angenommen und $\delta = 2,2 \sigma$, ergibt sich mit Gleichung 8-5 $\alpha = 1,2$. Willis & Kennedy (1977) finden mit $\alpha = 2^{1/2}$ für sinusförmige Dünen einen Wert in derselben Größenordnung. An dieser Stelle muss angemerkt werden, dass die Umrechnung zwischen den Dünenhöhen aus den geometrischen Methoden und den Standardabweichungen wegen der nicht klar definierten Bestimmung der Dünenhöhe Unsicherheiten birgt (s. Kapitel 5.3). Allerdings wird der Zusammenhang $\delta = 2,2 \sigma$ von Coleman et al. (2011) bestätigt.

In Bild 8-5 sind alle mittels Oberflächenansatz bestimmten Geschiebetransportraten und die gemessenen Transportraten (Kapitel 8.1.1) in Diagrammen gegenübergestellt. Danach ergibt sich bereits für $\alpha = 1$ eine gute Übereinstimmung zwischen $u_d \cdot \sigma$ und q_s (Bild 8-5, links). Wird wie zuvor hergeleitet $\alpha = 1,2$ eingesetzt, verbessert sich die Übereinstimmung (Bild 8-5, rechts). Die lineare Regression der Werte für $q_s = 1,2 \cdot u_d \cdot \sigma$ ergibt ein Bestimmtheitsmaß von 0,76.

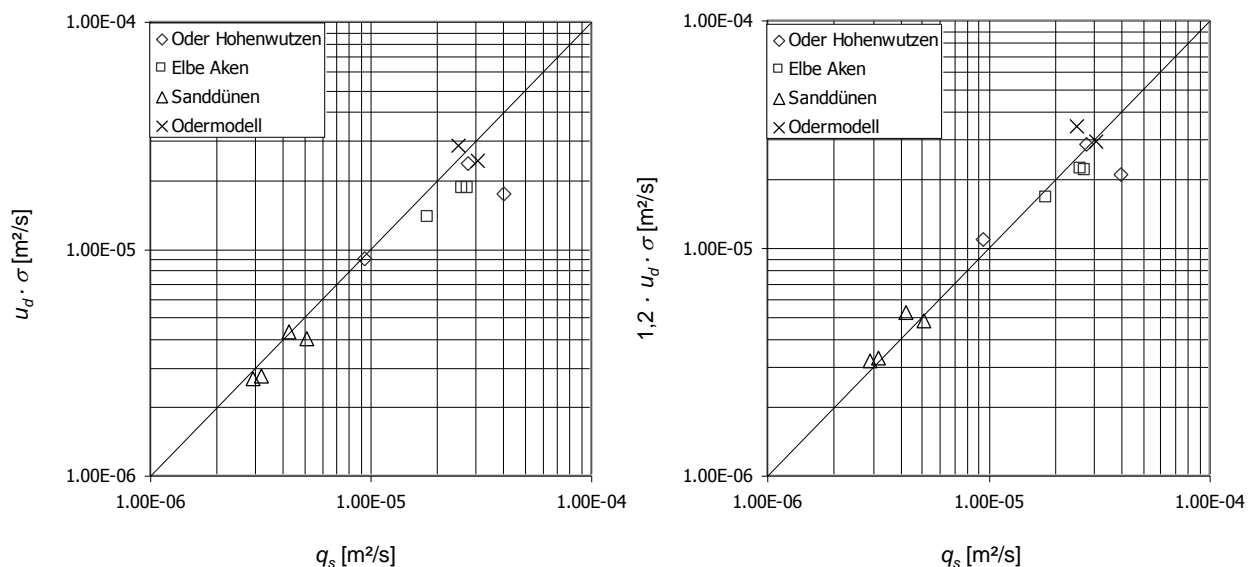


Bild 8-5: Gegenüberstellung der Ergebnisse des Oberflächenansatzes für die verschiedenen Datensätze, links: $q_s = u_d \cdot \sigma$, rechts: $q_s = 1,2 \cdot u_d \cdot \sigma$

Durch Anpassung einer Ausgleichsfunktion ließe sich für die vorhandenen Messwerte eine noch bessere Übereinstimmung erreichen. Allerdings besteht an dieser Stelle keine Veranlassung, auf der Grundlage der vorgestellten Datensätze eine optimale Anpassung einer Geschiebetransportfunktion vorzunehmen, da die Datenmenge insgesamt für eine solche Betrachtung zu gering ist. Auf der Grundlage des hergeleiteten Zusammenhangs zwischen dem Sohlformkoeffizienten β , der Dünenhöhe δ , der Standardabweichung der Sohlhöhen σ

und der Ergebnisse der Geschiebetransportberechnungen wird folgender Zusammenhang für die Bestimmung der Geschiebetransportrate auf der Grundlage von σ aufgestellt:

$$q_s = 1,2 \cdot \sigma \cdot u_d. \quad 8-6$$

8.1.3 Höhenlinienansatz

Im Unterschied zu der bisher vorgestellten Methode können aus dem Unterbereichsansatz (Kapitel 6.1.3) und dem Höhenlinienansatz (Kapitel 6.1.4) die Geschiebetransportraten wegen des Höhenbezuges direkt berechnet werden. Da die berechnete Dünenwanderung in Längsrichtung u_d aus beiden Ansätzen ähnlich ist, der Höhenlinienansatz aber das robustere der beiden Verfahren darstellt (s. Kapitel 6.3), wird hier der Geschiebetransport nur nach dem Höhenlinienansatz berechnet.

In Bild 8-6 sind die nach dem Höhenlinienansatz bestimmten Geschwindigkeiten in Abhängigkeit der Höhe der Höhenlinien dargestellt (vgl. Kapitel 6.1.4). Die Skalierung der z -Werte auf der Ordinate entspricht dabei dem Spektrum aller gemessenen Werte. Ebenfalls dargestellt ist die Sandanteil (bzw. Porosität), der mit den jeweiligen Höhenlinien assoziiert ist. Ein Sandanteil von 0 bedeutet, dass statistisch gesehen kein Element oberhalb der Höhenlinie mit Sand belegt ist, ein Wert von 1 bedeutet, dass alle Elemente im Bereich der Höhenlinie und darunter mit Sand belegt sind. Jeder der $i = 1$ bis n Höhenlinien wird eine Geschwindigkeit u_i und ein Sandanteil p_i zugeordnet. Letzterer wurde dabei aus dem Verhältnis des mit Sand belegten Anteils der i -ten Schicht zur Gesamtanteil des Ausschnitts berechnet. Um für jede Höhenlinie den Geschiebetransport zu bestimmen, muss zudem die Dicke der transportwirksamen Schicht Δ_i bestimmt werden. In Bild 8-6 ist das Vorgehen bei der Berechnung der Δ_i anhand der Dicke der untersten Transportschicht Δ_1 skizziert. Dabei wird der Mittelwert aller Höhen unterhalb der Höhe der ersten Höhenlinie $z < z_1$ bestimmt. Dieser ist die untere Begrenzung z_{1u} der Schicht, die durch die erste Höhenlinie repräsentiert wird. Die obere Begrenzung z_{1o} dieser Schicht berechnet sich aus dem Mittelwert aller Werte $z_1 < z < z_2$. Die transportwirksame Dicke der ersten Schicht ergibt sich aus $\Delta_1 = z_{1o} - z_{1u}$ bzw. allgemein aus $\Delta_i = z_{io} - z_{iu}$.

Die Geschiebetransportrate der i -ten Schicht kann aus

$$(q_s)_i = \Delta_i \cdot u_i \cdot p_i \quad 8-7$$

bestimmt werden. Im vorliegenden Fall wurde für die Berechnung nach dem Höhenlinienansatz eine Unterteilung der Daten in $n = 10$ Höhenlinien vorgenommen (s. Kapitel 6.1.4, Bild 8-6).

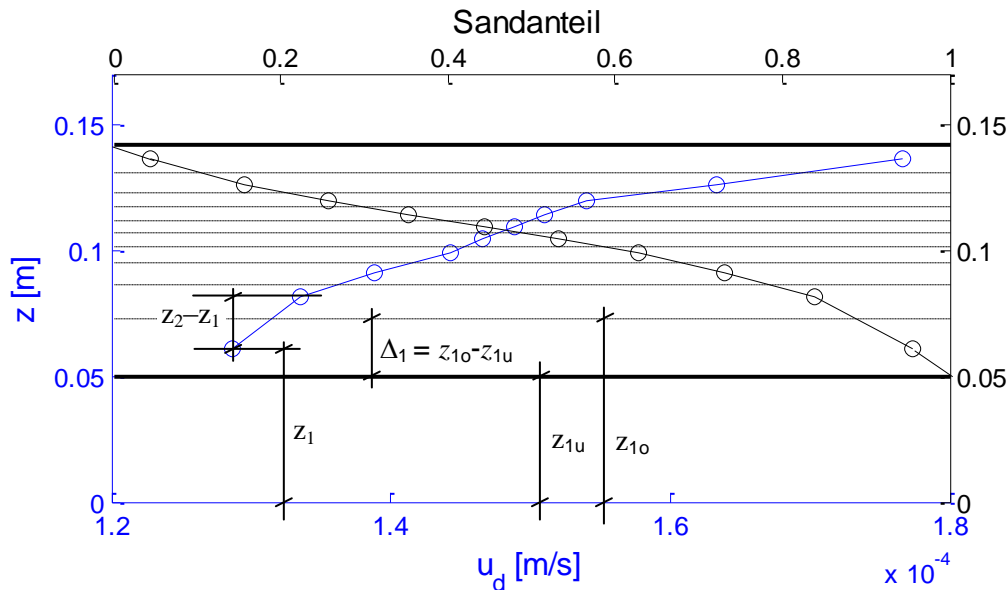


Bild 8-6: Geschiebetransportberechnung nach dem Höhenlinienansatz, Punkte kennzeichnen Schichtmittelpunkte

Die nach Gleichung 8-7 bestimmte Geschiebetransportrate für jede Schicht ist in Bild 8-7 dargestellt. Darin zeigt sich, dass für tiefere Schichten wegen der geringen Porosität deutlich größere Transportraten berechnet werden als für höher gelegene Schichten.

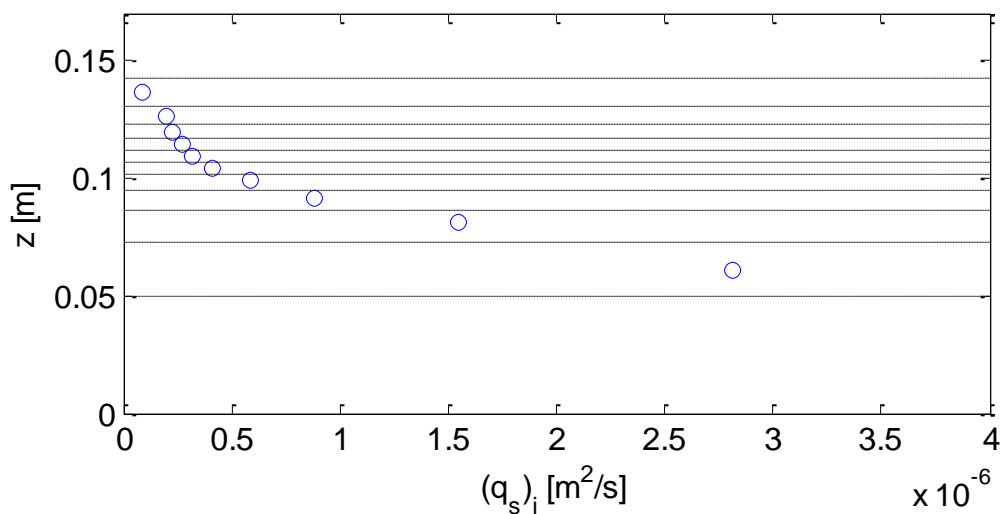


Bild 8-7: Geschiebetransportrate je Schicht nach Gleichung 8-7

Da der Berechnung für jede Schicht die gleiche Anzahl an Messwerten zugrunde liegt (s. Kapitel 6.1.4), kann durch Mittelwertbildung

$$q_s = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (q_s)_i \quad 8-8$$

die Gesamt-Geschiebetransportrate q_s berechnet werden. Die Problematik dieses Ansatzes besteht in der Annahme, dass alle Schichten vollständig in Bewegung sind. Tatsächlich wandern in den tiefen Bereichen des Dünenfeldes lediglich Kolke, ohne dass die umgebende Sandschicht ebenfalls in Bewegung ist. Somit tragen diese tiefen Kolkbereiche zwar zur

Wanderung des Dünenfeldes bei, nicht aber zum Geschiebetransport. Dieser Umstand spiegelt sich in der nach Gleichung 8-8 berechneten Geschiebetransportmenge, die mit $q_s = 7,34 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ mehr als doppelt so groß ist wie die gemessene mittlere Transportrate $q_s = 3,46 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$.

Die kumulative Berechnung von q_s ist beginnend von der obersten Schicht in Bild 8-8 dargestellt. Wird darin die gemessene Geschiebetransportrate $q_s = 3,46 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ abgegriffen, ergibt sich mit $z = 0,087 \text{ m}$ die Höhe, unterhalb derer das Dünenfeld nicht zum Geschiebetransport beiträgt. Im Vergleich zur Dicke der gesamten Transportschicht $\Delta = 0,092 \text{ m}$ ist die so erhaltene effektive Dicke der Transportschicht $\Delta_{\text{eff}} = 0,055 \text{ m}$. Nach dieser Berechnung tragen statistisch gesehen lediglich die oberen 60 % des Dünenfeldes zum Geschiebetransport bei, bzw. sind die unteren 40 % des Dünenfeldes zwar an der Bewegung, nicht aber am Transport beteiligt. Dieses Ergebnis wird in Kapitel 8.1.4 diskutiert.

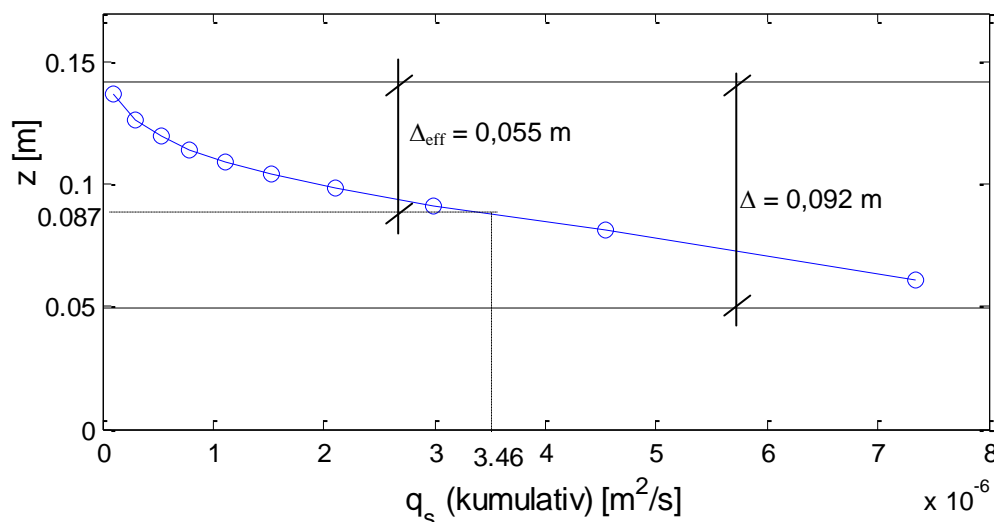


Bild 8-8: Kumulative Geschiebetransportrate q_s (von der obersten Schicht aus berechnet)

8.1.4 Diskussion

In Kapitel 8.1.1 wurde anhand der Zeitreihen verschiedener Versuche ein Zusammenhang zwischen der Standardabweichung der Sohlhöhen und der Wandergeschwindigkeit des Dünenfeldes aus dem Oberflächenansatz und der gemessenen Geschiebetransportmenge untersucht. Aus den Ergebnissen wurde in Kapitel 8.1.2 ein robuster Ansatz zur Berechnung des Geschiebetransports aufgestellt (Gleichung 8-6, S. 136).

Nur die Sanddünenversuche wurden unter eindeutigen Randbedingungen ohne Bauwerkseinfluss durchgeführt. Trotz der klaren Randbedingungen hatte die Dünensohle im Bereich der Rinnenberandung andere Eigenschaften als in Rinnenmitte (Kapitel 4.5). Da der Aufnahmebereich der Zeitreihen nur den mittleren Rinnenmeter beinhaltet, ist genau genommen der Dünenransport über die gesamte Rinnenbreite aus dem Versuch nicht berechenbar. Da die Standardabweichung zu den Rinnenrändern ansteigt (Kapitel 4.5) und die Wandergeschwindigkeit abnimmt (Kapitel 6.1.2), wurde angenommen, dass sich das Produkt der beiden und somit der berechnete Geschiebetransport nicht wesentlich ändert. Der Umstand, dass der gewogene Geschiebeaustrag keine Korrelation mit der wenige Meter ober-

halb aufgenommenen Zeitreihe hat, konnte durch die zeitliche Mittelwertbildung ausgeglichen werden. Die Ergebnisse des ersten Versuchsabschnitts wurden während stark instationärer Sohlzustände aufgenommen, da sich die Dünen in diesem Versuchsabschnitt von der ebenen Sohle entwickelten und zusätzlich Erosion herrschte (Kapitel 8.1.1).

Mit den Zeitreihen des Odermodells wurden Dünensohlen aus Polystyrol untersucht, die unter dem Einfluss einer komplexen Uferberandung standen (Kapitel 7.2.2). Dieser wirkte sich auf das Wanderverhalten der Dünen trotz des stationären Durchflusses aus. Dies äußert sich in dem Umstand, dass sich der Gleichgewichtszustand der Dünensohlen im Aufnahmebereich selbst nach einer langen Versuchszeit und trotz des großen Zeitmaßstabes nochmals deutlich veränderte. Dies gilt besonders für den Anstieg der Standardabweichung der Zeitreihe des NQ-Versuchs durch einen Wechsel im Transportmuster, was dazu führt, dass die mittlere Standardabweichung für diesen Versuch größer ist als für den MQ-Versuch, dem eine kürzere Versuchszeit zugrunde liegt. Durch die nachträgliche Wahl eines kleineren räumlichen Ausschnitts der Zeitreihen hätte der Einfluss der Berandung weiter minimiert und die Übereinstimmung der Ergebnisse des gemessenen und des berechneten Geschiebetransports verbessert werden können. Darauf wurde bewusst verzichtet, um den Einfluss der komplexen Randbedingungen auf die Aussagegüte zu erhalten. Bei den betrachteten Zeitreihen liegt der Messbereich des Geschiebeaustrags ca. 30 m unterhalb des Aufnahmebereichs der Zeitreihe, so dass auch hier keine direkte Korrelation zwischen Dünenbewegung und Geschiebeaustrag besteht. Da die Sohle aber während des gesamten Versuchs bezüglich der Mittelwerte der Sohlhöhen ungefähr im Gleichgewicht ist (Bild 7-6, S. 120), sind die Mittelwerte der Dünenwanderung und des Geschiebeaustrags, wie sie in der vorliegenden Auswertung betrachtet wurden, vergleichbar.

Mit den größten Unsicherheiten sind die Naturmessungen des Geschiebetransports behaftet. Die genutzten Flächenpeilungen der Elbe und Oder (Kapitel 7.3) wurden zur Verkehrssicherung aufgenommen und dienten nicht der Bestimmung des Geschiebetransports. Die Aufnahmen selber dauerten mehrere Stunden und wurden innerhalb eines Arbeitstages aufgenommen. Der exakte zeitliche Abstand der Sohlaufnahmen ist somit nicht bekannt. Zudem bewegte sich die Sohle im Zeitraum der Messung, so dass die Aufnahme im Gegensatz zu den zeitgleichen Aufnahmen der Zeitreihenversuche zeitliche Inkonsistenzen aufweisen kann. Große Unsicherheiten bestehen auch bezüglich der Geschiebetransportmessungen. Diese können um mehrere 100 % schwanken (s. Bild 8-4), was auf die Schwächen des querprofilbasierten Punktmesssystems zurückzuführen ist (z. B. Kleinhans & Ten Brinke 2001), aber auch auf die Variabilität des Geschiebetransports, der saisonal stark schwanken kann und auch von der hydrologischen Vorgeschichte abhängig ist. Anders als bei den Laborversuchen herrschten zwischen den paarweise aufgenommenen Flächenpeilungen instationäre Durchflüsse. Außerdem waren in den untersuchten Naturstrecken Bänke die dominierende Transportform, so dass der Geschiebetransport für Bänke und nicht für Dünen bestimmt wurde. Der Geschiebetransport durch Bänke ist allgemein wesentlich weniger umfangreich untersucht als der durch Dünen. Quantitative Vergleichswerte für den Geschiebetransport durch Bänke liegen aus der Literatur nicht vor.

Trotz der zuvor dargestellten Unterschiede in den Datensätzen (Dünen aus Sand und Polystyrol, Bänke, Naturdaten, unsichere Geschiebemessungen) und der Komplexität der Rand-

bedingungen liefert Gleichung 8-6 eine sehr gute Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Geschiebemessungen, die ebenfalls mit Unsicherheiten behaftet sind. Dies ist vor allem vor dem Hintergrund bemerkenswert, dass die Ergebnisse konventioneller Geschiebetransportgleichungen (wie z. B. Meyer-Peter & Müller 1948) in der Regel schlechter sind (z. B. Mertens 1995). Zwar müssen einerseits im Gegensatz zu konventionellen Ansätzen für die Anwendung von Gleichung 8-6 Aufnahmen der Sohle vorhanden sein. Andererseits werden aber für die Berechnung keine hydraulischen oder sedimentologischen Parameter benötigt. Diese Parameter müssen für die Anwendung konventioneller Ansätze bekannt sein und sind, z. B. durch die Annahme eines repräsentativen Korndurchmessers oder einer gleichförmigen Strömung (wie sie z. B. durch eine mittlere Schubspannung repräsentiert wird), ebenfalls mit Unsicherheiten behaftet.

Besondere Bedeutung kommt der vorgestellten Methode für die Auswertung flächiger Aufnahmen natürlicher Flusssohlen zu, die bisher häufig in Längsschnitten betrachtet werden (z. B. Kostaschuk & Illersich 1995, Wilbers & Ten Brinke 2003, Gaeuman & Jacobson 2007, s. Kapitel 2.5), wodurch viele Informationen verloren gehen. Durch die Anwendung der Methode auf Datensätze der Elbe- und Odersohlen, die nicht zum Zweck der Geschiebemengenermittlungen aufgenommen wurden, konnte gezeigt werden, dass das Verfahren auch bei komplexen Randbedingungen und bei Anwendung auf Bänke gute Ergebnisse liefert. Dieser Umstand kann dadurch erklärt werden, dass die Form der Sohle einen Summenparameter aller hydraulisch-sedimentologischer Bedingungen darstellt, der alle genannten Einflüsse implizit in sich vereinigt. Da große Ausschnitte von Flusssohlen heutzutage unkompliziert aufzunehmen sind und konventionelle Geschiebefängermessungen stark streuen und mit großem Aufwand verbunden sind, kann der Oberflächenansatz nach Gleichung 8-6 eine gute Alternative zur Bestimmung des Geschiebetransports natürlicher Flüsse darstellen. Dazu muss das Verfahren an einer größeren Menge von Datensätzen getestet werden und auch die Gültigkeit der Zusammenhänge zwischen Dünenhöhe, Standardabweichung der Sohlhöhen und Formbeiwerten für Bänke untersucht werden. Wie alle Verfahren zur Geschiebemengenermittlung stößt auch dieser Ansatz bei extremen hydraulischen Bedingungen, wie sie z. B. während Hochwasserereignissen herrschen, an seine Grenzen, da Geschiebe durch den erhöhten Strömungsangriff in Suspension gerät und bathymetrische Messungen wegen der hohen Konzentration sohlnaher Schwebstoffe weniger zuverlässig arbeiten. Zudem unterliegt die Sohle bei solchen Ereignissen größeren Umformungen, wodurch die Identifikation derselben Sohlformen in aufeinanderfolgenden Peilungen erschwert wird.

Neben dem Oberflächenansatz wurde in Kapitel 8.1.3 ein Ansatz für die Ergebnisse des Höhenlinienansatzes (Kapitel 6.1.4) angewendet. Darin wurde die Geschiebetransportrate direkt aus der Wandergeschwindigkeit der Höhenlinien, der zugehörigen Schichtdicke und deren Porosität berechnet. Die Analyse erfolgte statistisch, ohne Berücksichtigung hydraulischer Bedingungen. Durch diesen Ansatz wurde der Geschiebetransport deutlich überschätzt. Dies liegt darin begründet, dass die Annahme, dass die tieferen Schichten, deren Sandanteil besonders groß ist, sich insgesamt mit der Geschwindigkeit der Kolke bewegen, nicht korrekt ist. Vielmehr bewegen sich in den tiefen Regionen des Dünenfeldes lediglich die Kolke, welche nicht zum Geschiebetransport beitragen. Aus Untersuchungen anderer Autoren (z. B. Jonys 1973, Engel & Lau 1980, Mahmood et al. 1988) ist bekannt, dass der Teil

der Dünen, der nicht zum Geschiebetransport beiträgt, ca. den unteren 20 % der Dünenhöhe entspricht. Die Verfahren der genannten Autoren basieren auf Dünenlängsschnitten, aus denen eine ideale Dünengeometrie (Höhe, Länge) hergeleitet wird. Die Dünenhöhe oberhalb des Anschlusspunktes der Ablösezone wird darin als transportwirksam definiert (Bild 2-19, S. 28). In den dort verwendeten zweidimensionalen Ansätzen wird Deformation jedoch nicht berücksichtigt.

Die Kalibrierung der Methode des Höhenlinienansatzes ergab, dass im vorliegenden Fall der Transport durch die oberen 60 % des Dünenfeldes dem Gesamttransport entspricht. Somit haben, statistisch betrachtet, die unteren 40 % des Dünenfeldes nicht am Transport teil. Der Unterschied zu den zuvor genannten Arbeiten besteht darin, dass hier vom Konzept der zweidimensionalen Dünenwanderung abgewichen wurde, indem eine tiefenaufgelöste Analyse der Wandergeschwindigkeiten zugrunde gelegt wurde. Dabei wandern tiefer gelegene Bereiche des Dünenfeldes langsamer als höhere. Dies ist nur dann möglich, wenn, wie in dem genutzten 3D-Ansatz, seitliches Überholen möglich ist. In einem 2D-Konzept ist dieser Umstand undenkbar. Daher ist die Abweichung der Höhe der transportwirksamen Schicht zwischen dem 2D-Ansatz (80 %) und dem 3D-Ansatz (60 %) nicht verwunderlich. Somit ist das vorrangige Ergebnis der vorgestellten Analyse die Feststellung der Höhe der transportwirksamen Schicht unter Berücksichtigung der Dreidimensionalität der Dünenbewegung und weniger die Herleitung eines weiteren Geschiebetransportansatzes. Für letztere Fragestellung stellt der Oberflächenansatz nach Gleichung 8-6 (S. 136) die wesentlich robustere und bessere Lösung dar. Abschließend muss angemerkt werden, dass bei der Anwendung des Höhenlinienansatzes die Daten der Versuche unterschiedlicher Wassertiefen gemeinsam betrachtet wurden, um die Datengrundlage für die Analyse zu erhöhen. Die nach Wassertiefen getrennte Auswertung (hier nicht gezeigt) zeigte jedoch die gleichen Zusammenhänge, wegen der geringeren Datendichte streuten die Ergebnisse lediglich stärker.

8.2 Analyse des Dünentransports in einer Flusskrümmung

In Flusskrümmungen herrschen wegen des Quergefälles des Wasserspiegels und der damit verbundenen Sekundärströmung andere hydraulische Verhältnisse als in geraden Flussabschnitten. Diese Effekte führen dazu, dass die hydraulischen Randbedingungen über das Querprofil nicht konstant sind, was in Wechselwirkung mit der Sohle zu einer Instationarität der Sedimentbewegung führt (Kapitel 2.2). Daher ist bei der Anwendung der statistischen Analyse zur Beschreibung von Dünensohlen in Flusskrümmungen einer Betrachtung über den Zeitbereich gegenüber einer räumlichen Analyse der Vorzug zu geben (O'Loughlin & Squarer 1967).

Die Datensätze des Odermodells (Kapitel 7.2.1) beinhalten eine räumlich aufgelöste Zeitreihe der Dünensohle einer Flusskrümmung und einer Geraden, die beide mit demselben stationären Mittelwasserdurchfluss (MQ) aufgenommen wurden (Kapitel 7.2.2). Somit besteht die Möglichkeit, die Dünenbewegung in einer Flusskrümmung zu analysieren und mit der Dünenbewegung in einer Geraden unter ähnlichen Randbedingungen zu vergleichen. Da die Zeitreihen mit $t = 8,2$ h (Krümmung) und $t = 11$ h (Gerade) verschiedene zeitliche Ausdehnungen haben, wurde zur Vergleichbarkeit der Datensätze die Länge der Zeitreihe der Geraden an die Länge der Zeitreihe der Krümmung angepasst. Dazu muss angemerkt werden,

dass die Daten nicht für die vorliegende Analyse aufgenommen wurden (s. Kapitel 7.2.2). Die Datensätze haben nach der Anpassung identische zeitliche Ausdehnungen von $t = 8,2$ h bzw. bestehen je aus 2938 Einzelaufnahmen der Sohle, die mit einem zeitlichen Abstand von $\Delta t = 10$ s aufgenommen wurden.

Zunächst wurde für beide Datensätze der zeitliche Verlauf der kumulativen, räumlich gemittelten Standardabweichung $\sigma_m(t)$ nach Gleichung 4-6 (S. 63) berechnet (Bild 8-9).

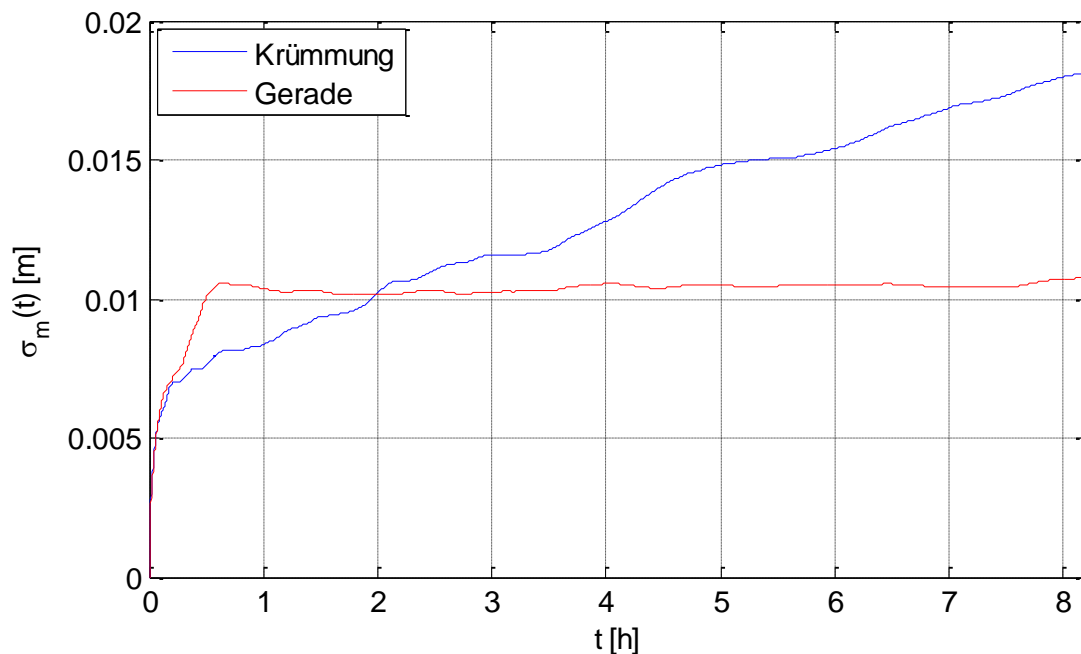
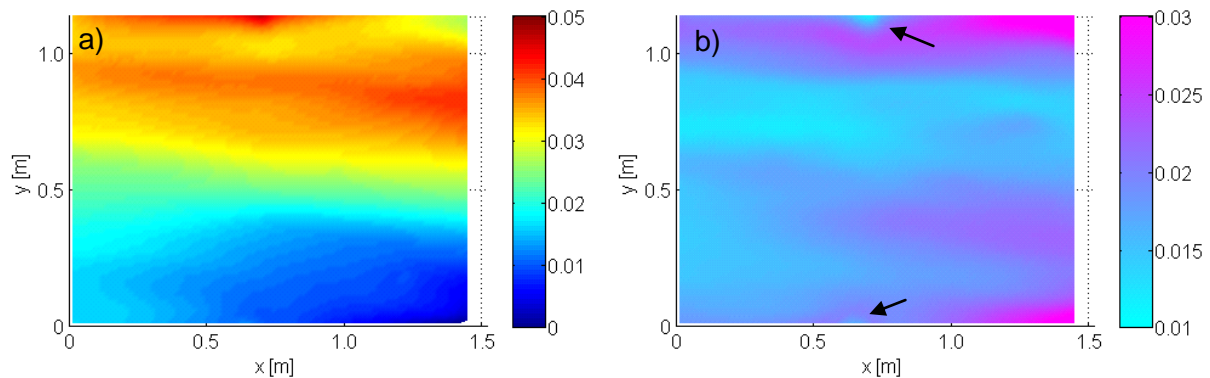
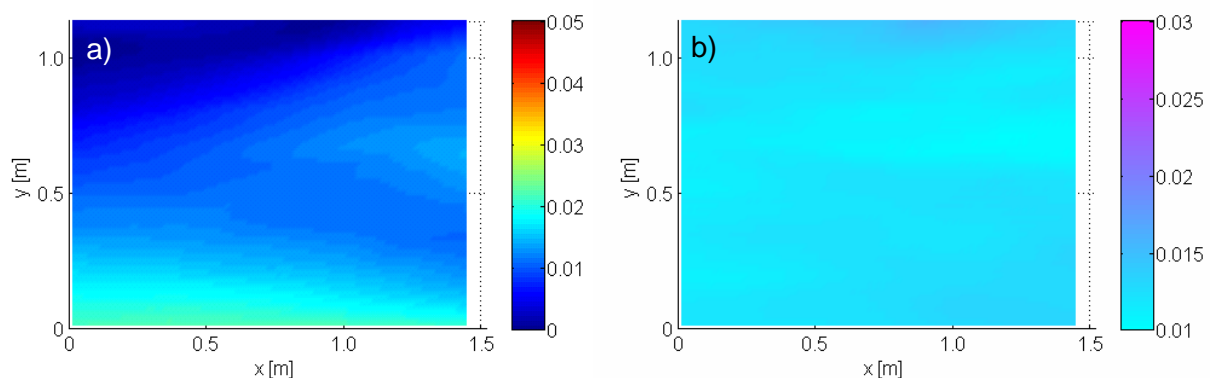


Bild 8-9: Kumulative Standardabweichung $\sigma_m(t)$ für die Zeitreihe der Krümmung und der Geraden

Die Standardabweichung $\sigma_m(t)$ für die Zeitreihe der Geraden steigt zunächst steil an und erreicht nach etwa einer halben Stunde Versuchszeit nach dem Durchlaufen einiger Dünen durch den Aufnahmebereich ein Maximum, dessen Wert für die Dauer des Versuchs nahezu konstant bleibt. Dieser Verlauf deckt sich mit den Ergebnissen der Zeitreihe der Sanddünenversuche in Kapitel 4.3. Für die Zeitreihe der Krümmung ist in den ersten Minuten des Versuchs ein ähnlich steiler Anstieg von $\sigma_m(t)$ zu verzeichnen. Allerdings erreicht $\sigma_m(t)$ kein Maximum sondern steigt nahezu linear mit der Versuchszeit an. Dieser Umstand deutet darauf hin, dass die Prozesse des Dünentransports in Krümmungen räumlich verschieden sind.

Um räumliche Unterschiede zu analysieren, wurden ebenfalls nach Gleichung 4-6 (S. 63) die Momente $\mu_{ij}(t_{max})$ und $\sigma_{ij}(t_{max})$ für jeden Knoten am Ende der Zeitreihe der Krümmung (Bild 8-10) und der Geraden (Bild 8-11) berechnet.

Bild 8-10: $\mu_{ij}(t_{max})$ (a) und $\sigma_{ij}(t_{max})$ (b) der Zeitreihe der KrümmungBild 8-11: $\mu_{ij}(t_{max})$ (a) und $\sigma_{ij}(t_{max})$ (b) der Zeitreihe der Gerade, Farbskala in [m]

Wie die Darstellung der $\mu_{ij}(t_{max})$ in Bild 8-10a zeigt, liegt die Sohle am Außenufer (in der Abbildung am unteren Rand) der Krümmung im Mittel deutlich tiefer als am Innenufer, was auf die in Richtung des Innenufers gerichtete Sekundärströmung zurückzuführen ist (s. Kapitel 2.2). Ohne die zeitliche Mittelung wäre diese Feststellung nicht möglich gewesen. Die $\mu_{ij}(t_{max})$ in Bild 8-11a deuten darauf hin, dass auch in der Geraden räumliche Unterschiede der Sohleigenschaften bestehen. Diese haben jedoch eine andere Größenordnung als in der Krümmung. Die $\sigma_{ij}(t_{max})$ in Bild 8-10b haben ihre Maxima in den ufernahen Randbereichen des untersuchten Ausschnitts was darauf hindeutet, dass dort die größte Dynamik herrscht. Da die Ufer mit Buhnen ausgebaut sind (s. Kapitel 7.2), kann die erhöhte ufernahe Dynamik mit Erosions- und Akkumulationsprozessen in Verbindung gebracht werden, die maßgeblich durch Buhnen ausgelöst werden. In Bild 8-10b sind an den Rändern des Ausschnitts an beiden Uferbereichen Buhnenfüße zu erkennen (durch Pfeile gekennzeichnet). In den Bereichen der Buhnenfüße treten kleine Werte von $\sigma_{ij}(t_{max})$ auf, da die Erosion an diesen Stellen auf die Höhe der Bauwerke begrenzt ist. Da die Buhnenfüße für weite Teile der Zeitreihe von Sediment überlagert werden, ist in diesen Bereichen $\sigma_{ij}(t_{max}) > 0$. Im Vergleich mit den $\sigma_{ij}(t_{max})$ der Zeitreihe der Geraden (Bild 8-11b) sind die Standardabweichungen der Zeitreihe der Krümmung hoch (s. auch Bild 8-9). Wenn die ufernahen Bereiche großer Standardabweichungen vernachlässigt werden, sind die Standardabweichungen auf der Seite des Außenufers größer (s. auch O'Loughlin & Squarer 1967, Callander 1978).

In einem nächsten Schritt wurden die Wandergeschwindigkeiten des Dünenfeldes für die Zeitreihe der Krümmung untersucht. Um die Dünenwanderung im äußeren und inneren Be-

reich der Krümmung auf Unterschiede zu untersuchen, wurden die Daten der Zeitreihe in eine äußere und eine innere Hälfte geteilt. Für beide Hälften wurde die Kreuzkorrelationsanalyse nach Gleichung 2-17 (S. 22) durchgeführt. Das Ergebnis ist in Bild 8-12 gegeben.

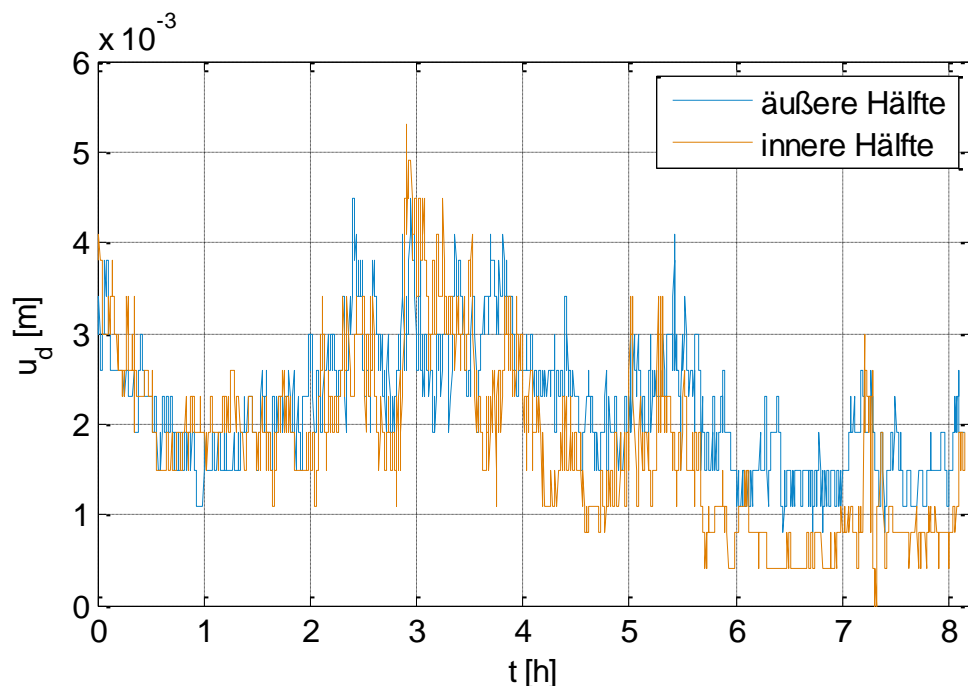


Bild 8-12: Verlauf der Dünenfeldwandergeschwindigkeiten u_d für die äußere und innere Hälfte des Aufnahmebereichs der Zeitreihe der Krümmung

Demnach bewegen sich die Sohlformen in der äußeren Hälfte der Krümmung schneller als in der inneren Hälfte. Dieser Umstand wird durch die über die Zeitreihe gebildeten Mittelwerte bestätigt, die für die äußere Hälfte $\overline{u_d} = 0,00218$ m/s und für die innere Hälfte $\overline{u_d} = 0,00177$ m/s betragen. Daraus lässt sich folgern, dass die größten Schubspannungen am Außenufer auftreten. Demgegenüber steht die Feststellung von Thorne & Abt (1993), dass am Eingang einer Flusskrümmung die maximalen Schubspannungen am Innenufer auftreten. Die Schubspannungen lassen sich nicht direkt überprüfen, da keine hydraulischen Daten aus dem Aufnahmebereich vorliegen. Zudem können die Berechnungsergebnisse durch die Gewässerberandung (Buhnen) beeinflusst sein.

Obwohl die im vorliegenden Kapitel analysierten Versuche nicht für die Anwendung der statistischen Analyse aufgenommen wurden, konnten einige interessante Aspekte der Düneneigenschaften festgestellt werden. Die Ergebnisse zeigen, dass die Standardabweichung der Sohlhöhen in der Geraden mit der Versuchszeit gegen ein Gleichgewicht strebt und somit die Eigenschaften des Dünenfeldes über die räumliche Mittelwertbildung bestimmt werden können. Daher kann in diesem Bereich die Standardabweichung der Sohlhöhen als Ersatzmaß der Dünenhöhe betrachtet werden (vgl. Kapitel 5.2.1). Die Standardabweichung in der Krümmung erreichte hingegen kein Gleichgewicht, sondern stieg bis zum Versuchsende nahezu linear an. Die Daten weisen eine Heterogenität auf, wodurch eine räumliche Mittelwertbildung nicht gerechtfertigt ist. Somit ist die Analyse der Transportvorgänge durch Dünen in der Krümmung nur anhand von Zeitschnitten $z(t)$ möglich. Diese Feststellung ist in Einklang mit den Ergebnissen von O'Loughlin & Squarer (1967). Anhand der Kreuzkorrelations-

analyse wurde festgestellt, dass die Dünenbewegung am Außenufer anderen Gesetzmäßigkeiten folgt als am Innenufer. Dieser Umstand wird auf den Einfluss der Sekundärströmung zurückgeführt, ohne dass hydraulische Daten der Versuche vorliegen. In diesem Zusammenhang ist auch die Feststellung der Querneigung der Sohle infolge der Sekundärströmung in der Krümmung von Bedeutung, die nur durch die zeitliche Analyse der räumlichen Daten gefunden werden konnte. Zudem wurde durch die räumliche und zeitliche Analyse der Daten der Einfluss von Bühnenfüßen festgestellt, die in den zeitlich diskreten Einzelaufnahmen der Sohle nicht sichtbar waren. Somit stellt die statistische Analyse ein wichtiges Werkzeug zur Auffindung und Interpretation morphologischer Phänomene dar.

8.3 Dünen-transport über teilbefestigten Sohlen

Im Anschluss an die Sanddünenversuche (Kapitel 3) wurden in der Systemrinne Versuche zum Dünen-transport über teilbefestigten Dünen durchgeführt. Darin sollte untersucht werden, wie sich der Geschiebetransport und die Geometrie des Dünenfeldes beim Transport über eine ebene Befestigung verändert. Praktische Anwendungsfälle, die im Rahmen dieser Arbeit nicht weiter diskutiert werden, sind z. B. die Sohlbefestigungen und Kolkverbauten in Flusskrümmungen, im Nahbereich von Wasserbauwerken, Brückenpfeilern oder Hafeneinfahrten und die Veränderungen des Geschiebetransports unterhalb von Gewässerstrecken mit teilbefestigter Sohle (z. B. oberhalb der Stromteilung des Rheins bei Lobith). Zusätzlich können durch einen solchen Versuch die Düneneigenschaften bei alluvialem Transport und bei Transport von Sanddünen über groben, abgepflasterten Sohlen verglichen werden. Solche Fälle treten bei Flachlandflüssen mit mehrmodal verteilten Korngrößen, wie z. B. dem Niederrhein und der Waal, auf (z. B. van der Zwaard 1974, Kleinhans et al. 2002, Blom et al. 2003b, Tuijnder et al. 2009).

Die Untersuchungen wurden unter identischen Randbedingungen, wie die in Kapitel 3 beschrieben Versuche durchgeführt, jedoch wurde eine 6 m lange Sohlbefestigung auf der aus dem Versuch ohne Einbauten ermittelten mittleren Sohlhöhe halbseitig rechts in die Rinne eingebaut (Bild 8-13). Die Sohlbefestigung wurde längs mit dem mittleren Sohlgefälle $S = 0,0006$ und in Querrichtung horizontal vom rechten Rand der Rinne bis 0,9 m in die Rinne hinein eingebaut (Bild 8-14). Zum Rinnenboden wurde eine Böschung mit einem Winkel von 45° ausgeführt. Da der Geschiebekoffer eine mittlere Höhe von ca. 0,18 m hat (Kapitel 3.1), entspricht die Querschnittsfläche des beweglichen Teils im eingeebneten Zustand ungefähr der des unbeweglichen Teils (Bild 8-14). Die Befestigung befand sich im unteren Drittel der Rinne zwischen Rinnenmeter 18 und 24 (Bild 8-15).



Bild 8-13: Sohlbefestigung in der Systemrinne, Fließrichtung von oben nach unten

Die Sohlbefestigung bestand aus einem Sandkoffer, der mit einem Kies von 4 bis 8 mm Korngröße befestigt wurde. Zusätzlich wurde der Kies durch eine aufgesprühte Wasser-Zement-Mischung befestigt, um eine Bewegung der Körner bei Wartungsarbeiten der Rinne und der Versuchsvorbereitung zu verhindern.

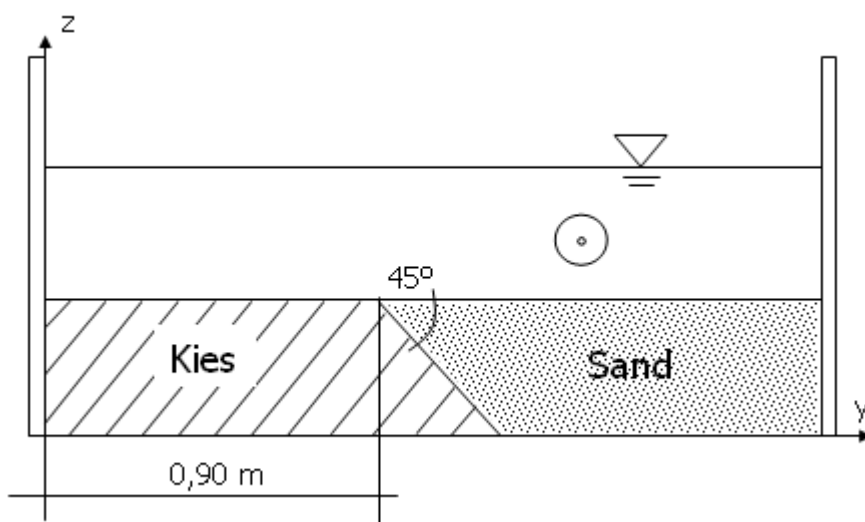


Bild 8-14: Skizze zum Einbau der Teilbefestigung

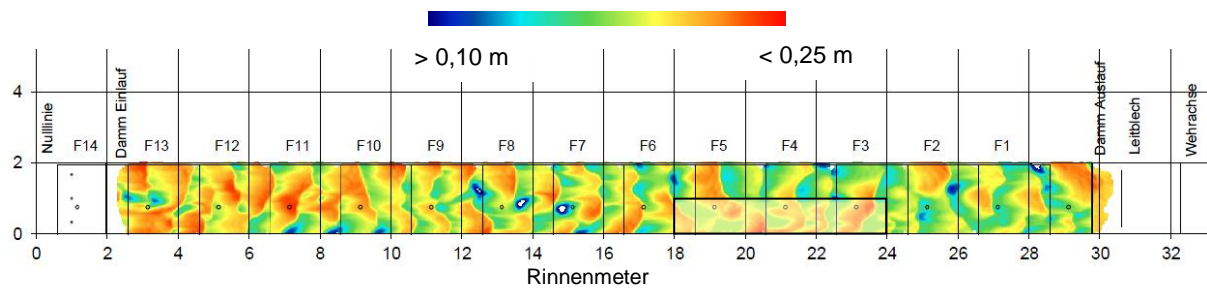


Bild 8-15: Flächendaten eines Versuchs zum Dünenentransport über teilbefestigten Sohlen, der Bereich der Teilbefestigung ist schraffiert skizziert

Die Durchführung der Versuche erfolgte wie die des Dünenversuchs ohne Einbauten (Kapitel 3.1). Die Versuche wurden an 10 Tagen à 6 Versuchsstunden durchgeführt. Nach dem vierten und siebten Versuchstag wurden durch eine Vergrößerung des Durchflusses die Wassertiefen erhöht (Tabelle 3-2, S. 35). Nach jedem Versuchstag wurden die Flächendaten der gesamten Rinne aufgenommen. Die Auswertung dieser Daten erfolgte in der in Kapitel 4.2 beschriebenen Art und Weise. Während der Versuche wurde zudem eine Zeitreihe der Dünenfeldbewegung aufgenommen. Der Aufnahmebereich (Aufnahmefeld F4, Bild 8-15) lag 2 m unterhalb des Aufnahmebereichs der Zeitreihen der Sanddünenversuche. Diese Daten wurden wie die Daten der Sanddünenversuche aufbereitet (Kapitel 4.3) und umfassen den Bereich $21 \text{ m} < x < 22 \text{ m}$ und $0,5 \text{ m} < y < 1,5 \text{ m}$. Somit liegt der Ausschnitt, bezogen auf x , etwas unterhalb der Mitte der Sohlbefestigung (Bild 8-16). Während der Versuche wurde das ausgetragene Geschiebe am Modellende kontinuierlich gewogen (vgl. Kapitel 3.1).

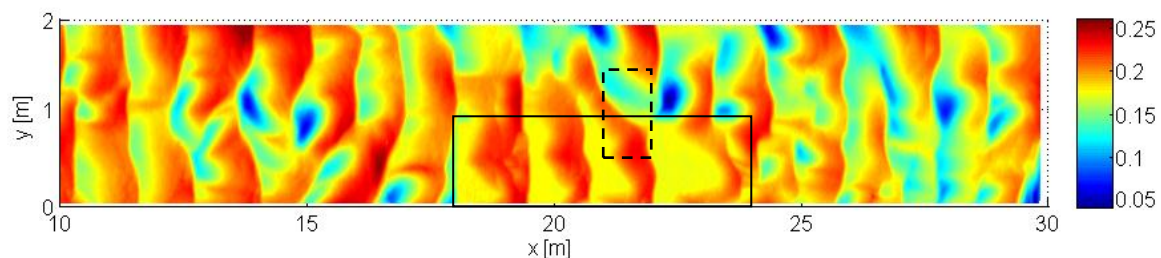


Bild 8-16: Flächendaten des letzten Versuchstages, der Bereich der Sohlbefestigung und der räumliche Ausschnitt der Zeitreihe sind durch eine schwarze bzw. schwarz gestrichelte Umrandung gekennzeichnet, Farbskala in [m]

Vor den Versuchen war unklar, inwieweit sich die Transportraten und die Dünenform durch die Teilbefestigung verändern würden. Die Dünenform änderte sich augenscheinlich über der Teilbefestigung nicht. Vielmehr blieb die Dünenform über die Breite der Rinne größtenteils erhalten (s. Bild 8-16). Jedoch wurde Kolkbildung durch die Befestigung verhindert. Allerdings zeigte die Auswertung der Sohlhöhen, dass die Dünenkämme im befestigten Bereich gegenüber dem unbefestigten Teil systematisch höher lagen. Dieser Umstand wird durch Bild 8-17 wiedergegeben, in dem exemplarisch für die Flächendaten des letzten Versuchstages (Bild 8-16) die Mittelwerte der Sohlenlängsschnitte über der Rinnenhälfte mit der Befestigung ($0 \text{ m} < y < 1 \text{ m}$) denen der Rinnenhälfte ohne Befestigung ($1 \text{ m} < y < 2 \text{ m}$) gegenübergestellt sind. Die im Mittel höhere Sohle im Bereich der Befestigung wird demnach durch eine Vertiefung des daneben liegenden Bereichs kompensiert. Diese Thematik kann im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht vertieft werden. Die folgende Auswertung konzentriert sich auf die Anwendung der statistischen Analyse.

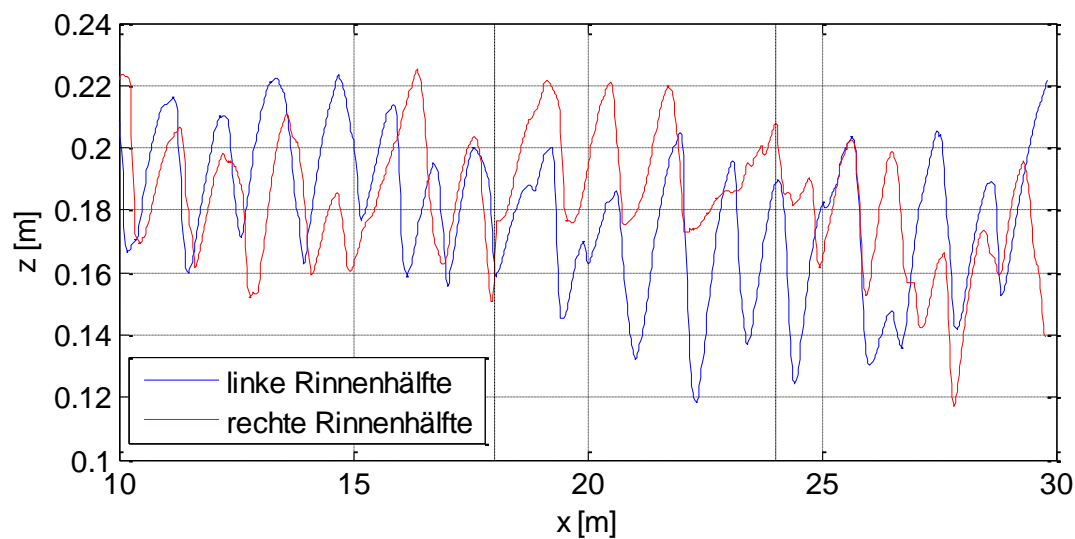


Bild 8-17: Breitengemittelte Sohlenlängsschnitte der voll beweglichen (alluvialen) und der teilbefestigten Seite der Rinne der Flächendaten des letzten Versuchstages (Bild 8-16), gestrichelte Linien bei $x = 18$ m und $x = 24$ m kennzeichnen den Bereich der Sohlbefestigung im rechten Teil der Rinne

Um den Einfluss der Sohlbefestigung auf die Verteilungsfunktionen der Sohlhöhen zu untersuchen, wurden gemäß der in Kapitel 4.4 beschriebenen Vorgehensweise die normierten Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen $f(z_\sigma)$ der Sohlhöhen im Bereich der Sohlbefestigung und im daneben liegenden unbefestigten Teil aus den Flächendaten bestimmt (Bild 8-18). Analog der Auswertung der Dünensohlen in Kapitel 4 wurde dabei eine Unterteilung in Versuchsabschnitte verschiedener Wassertiefen vorgenommen. Die Momente der Verteilungsfunktionen der Sohlhöhen sind in Tabelle 8-7 angegeben.

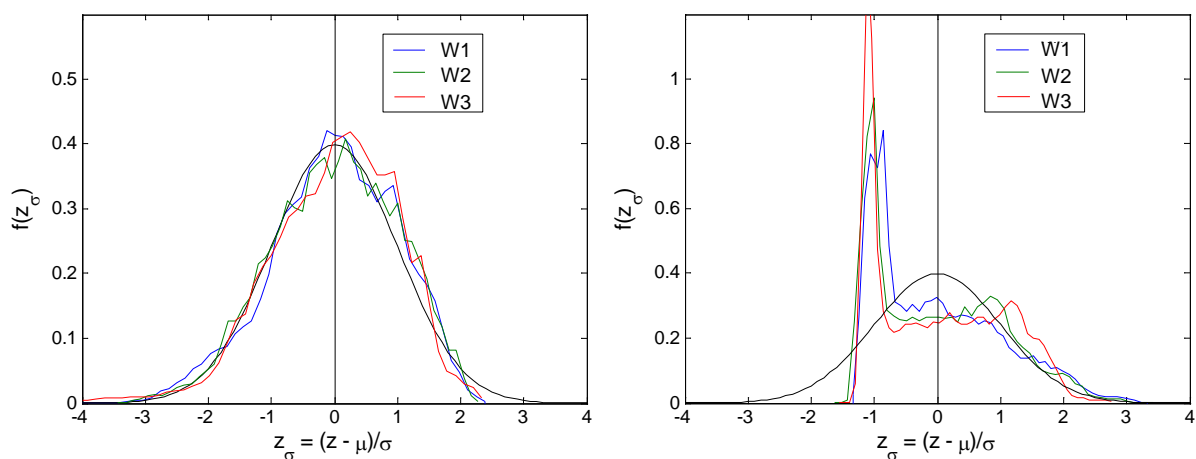


Bild 8-18: Normierte PDF $f(z_\sigma)$ der Sohlhöhen neben der Sohlbefestigung (links) und über der Sohlbefestigung (rechts) der Versuchsabschnitte aus den Flächendaten, die schwarze Kurve entspricht einer Normalverteilung

Tabelle 8-7: Momente der Verteilungsfunktionen

Abschnitt	Dünen über Sohlbefestigung			Dünen neben Sohlbefestigung		
	σ [m]	SK	K	σ [m]	SK	K
W1	0,012	0,75	-0,33	0,019	-0,36	-0,07
W2	0,014	0,52	-0,72	0,024	-0,25	-0,37
W3	0,019	0,37	-1,20	0,033	-0,58	0,65

Die PDF des unbefestigten Bereichs sind, wie für Dünensohlen typisch, einer Gaußverteilung ähnlich und weisen eine negative Schiefe auf. Wie in Kapitel 4.5 ausgeführt wurde, ist die negative Schiefe auf das vereinzelte Auftreten tiefer Kolke zurückzuführen. Da die Kolke der Dünen über dem befestigten Teil der Sohle abgeschnitten sind, zeigen deren PDF einen gänzlich anderen Verlauf. Die minimale Sohlhöhe ist durch die Sohlbefestigung begrenzt. Da große Teile der Befestigung während der Versuche freilagen (s. Bild 8-16), sind diese Höhen in der Verteilungsfunktion überrepräsentiert. Der Scheitelpunkt der PDF (bei normal verteilten Daten bei $z_\sigma = 0$) ist zudem nicht ausgeprägt. Weiterhin ist die Schiefe der Sohlhöhen wegen des Fehlens der Kolke positiv, wie es sonst für Kiessohlen berichtet wird (z. B. Coleman et al. 2011). Zudem zeigt die für die Dünen über der Sohlbefestigung deutlich geringere Standardabweichung σ , dass deren Höhen von Kamm bis Tal trotz größerer Kammhöhen durch das Fehlen der Kolke kleiner sind. Auch wenn diese Zusammenhänge über den Rahmen der vorliegenden Arbeit hinaus untersucht werden müssen, kann an dieser Stelle festgestellt werden, dass die Analyse der Verteilungsfunktionen der Sohlhöhen ein wichtiges Hilfsmittel in der Abgrenzung alluvialer Dünensohlen und Sohlen, bei denen die Ausbildung der Dünen durch Mangeltransport infolge von Abpflasterung oder Unterbeschickung behindert ist, bietet.

Während der Versuche wurde die Hypothese aufgestellt, dass sich der Transport über der Befestigung quantitativ nicht verändert, da es augenscheinlich weder oberhalb noch unterhalb der Befestigung zu Erosion oder Akkumulation kam. Die Darstellung der Flächendaten bestätigt diese Beobachtung (s. Bild 8-16). Um diese These weiter zu überprüfen, wurden die Geschiebetransportraten über dem befestigten und dem unbefestigten Teil der Rinne bestimmt. Dazu wurde zunächst mittels Kreuzkorrelationsanalyse (s. Kapitel 6.1.1) aus der Zeitreihe für den unbefestigten und befestigten Teil getrennt die Wandergeschwindigkeiten u_d der Dünenfelder bestimmt und zu Stundenmittelwerten zusammengefasst (Bild 8-19). Offensichtlich bewegen sich die alluvialen Dünen neben der Befestigung langsamer als die weniger hohen Dünen ohne Kolke über der Befestigung, was mit bisherigen Feststellungen in Einklang ist (z. B. Kapitel 6.3).

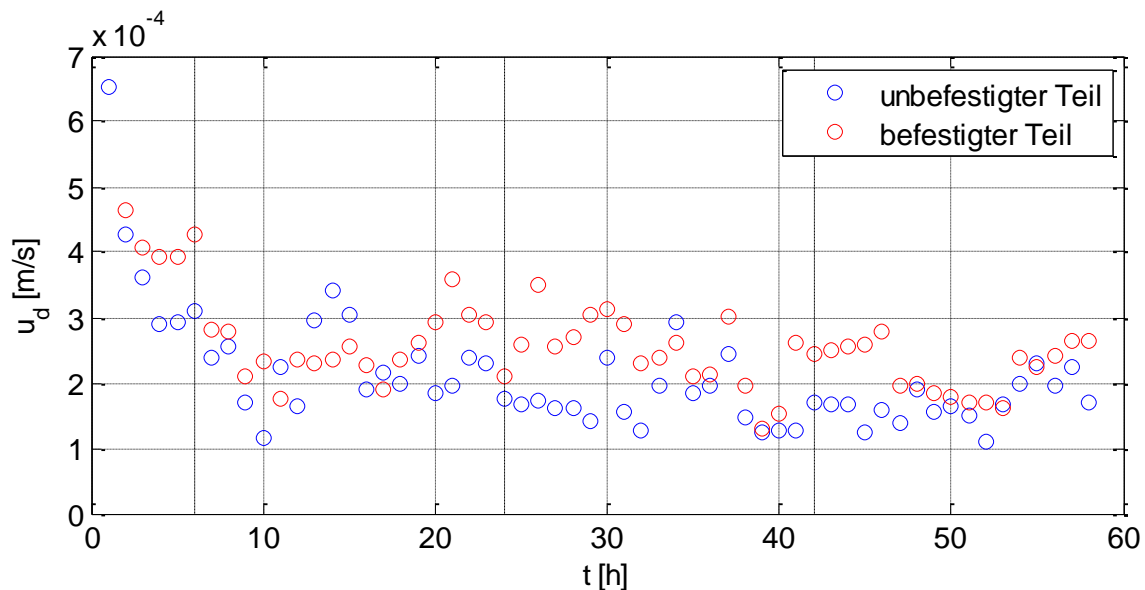


Bild 8-19: Stundenmittelwerte der Dünenwandergeschwindigkeiten über dem unbefestigten (linken) und befestigten (rechten) Teil der Rinne

Zur Bestimmung des Transports durch die alluvialen Dünen der unbefestigten Seite der Rinne wurden die Stundenmittelwerte u_d zusammen mit Stundenmittelwerten der Standardabweichung der Sohlhöhen σ^* in der in Kapitel 8.1.2 hergeleitete Gleichung 8-6 (S. 136) genutzt. Der Transport über der Teilbefestigung kann auf diese Art nicht bestimmt werden, da infolge der Sohlbefestigung keine Kolke auftreten und daher die Abhängigkeit zwischen Standardabweichung und Dünenhöhen in diesem Bereich nicht dem Gleichung 8-6 zu Grunde liegenden Zusammenhang folgt. Da mit der befestigten Schicht ein Bezugsniveau vorhanden ist, kann unter der Annahme, dass die Dünen darüber über ihre gesamte Höhe in Bewegung sind, die Dicke der Transportschicht δ_s direkt aus den Daten bestimmt werden. Dabei muss die mittlere Höhe der Sohlbefestigung von der mittleren Sohlhöhe über der Befestigung abgezogen werden. Für die volumetrische Geschiebetransportrate über der Befestigung ergibt sich der Zusammenhang

$$q_s = \delta_s \cdot u_d . \quad 8-9$$

Die berechneten Stundenwerte nach Gleichung 8-6 für den unbefestigten Teil und nach Gleichung 8-9 für den befestigten Teil sind zusammen mit den gemessenen Werten des Geschiebetransports (Gleichung 3-1, S. 41) in Bild 8-20 dargestellt. Es ist wichtig anzumerken, dass zwischen gemessenem Geschiebeaustrag und den berechneten Werten wegen des räumlichen Abstands zwischen Aufnahmeareal und der Waage am Modellende keine direkte Korrelation besteht. Daher müssen die Ergebnisse zum Vergleich mit den gewogenen Transportraten weiter zu Mittelwerten zusammengefasst werden.

* analog der Berechnung in Kapitel 8.1.1



Bild 8-20: Stundenmittelwerte der berechneten volumetrischen Geschiebetransportrate über dem unbefestigten (linken) und befestigten (rechten) Teil der Rinne und dem gemessenen Geschiebetransport am Modellende, vertikale gestrichelte Linien kennzeichnen Wechsel zwischen den verschiedenen Versuchsabschnitten

Werden die Versuche nach ihren unterschiedlichen Randbedingungen analog der Auswertung der Dünensohlen (Kapitel 4-3) in vier Versuchsabschnitte W0, W1, W2 und W3^{*} unterteilt, können die Abschnittsmittelwerte verglichen werden. In Tabelle 8-8 und Bild 8-21 sind die so berechneten Transportraten für den befestigten und den unbefestigten Rinnenteil den gemessenen Transportraten gegenüber gestellt. Dabei muss beachtet werden, dass die gemessenen Transportraten nur für die gesamte Rinnenbreite vorliegen.

Tabelle 8-8: Mittlere Dünentransportrate über dem unbefestigten (linken), dem befestigten (rechten) Teil der Rinne und gemessene Transportraten q_s

Abschnitt	Unbefestigter Teil $1,2 \cdot \sigma \cdot u_d [10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}]$	Befestigter Teil $\delta_s \cdot u_d [10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}]$	Gemessen $q_s [10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}]$
W0	5,0	4,4	5,2
W1	3,4	2,8	3,0
W2	3,4	5,0	3,5
W3	4,4	4,4	4,1

^{*} W0 bezeichnet den Abschnitt der ersten 6 Versuchsstunden, während derer sich ein dynamisches Gleichgewicht der Dünensohle einstellt. Die Abschnitte W1, W2 und W3 bezeichnen die Abschnitte mit ausgebildeten Dünen der drei verschiedenen Wassertiefen h_1 , h_2 und h_3 (s. Kapitel 3.1)

Gesamte Zeitreihe	3,9	4,1	3,8
-------------------	-----	-----	-----

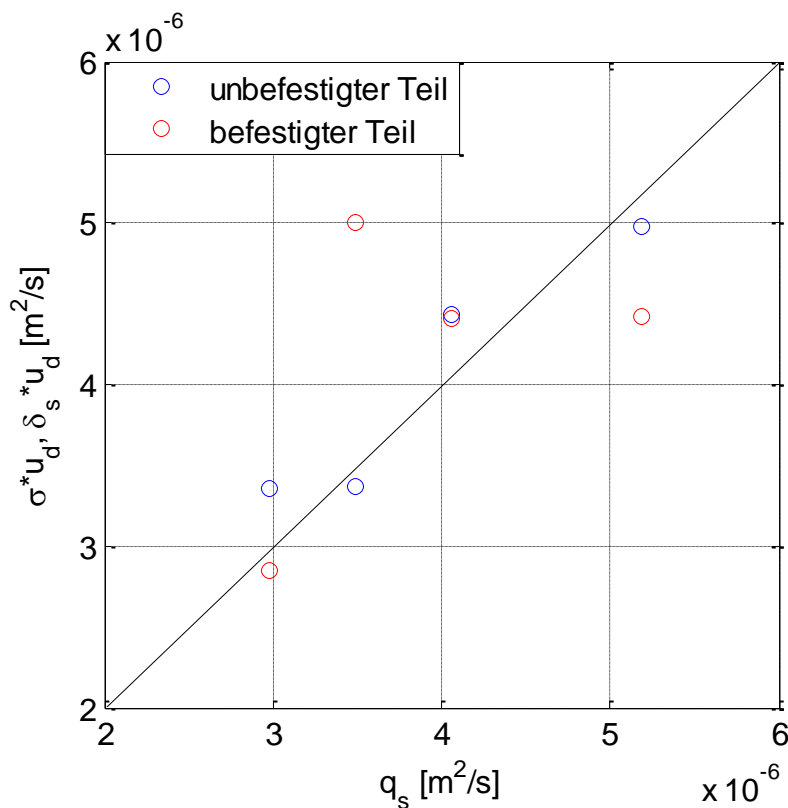


Bild 8-21: Mittlere Dünentransportrate über dem unbefestigten (linken) und befestigten (rechten) Teil der Rinne als Funktion der gemessenen Transportrate q_s

Unter Berücksichtigung der Tatsache, dass der Dünentransport trotz Mittelwertbildung Schwankungen unterliegen kann, und des Umstandes, dass der räumliche Ausschnitt der Zeitreihe als Grundlage für die Berechnung des Dünentransports nicht die gesamte Rinnenbreite beinhaltet, ist die Übereinstimmung des berechneten und des gemessenen Transports sehr gut. Lediglich die berechnete Geschiebetransportrate über der Sohlbefestigung des Versuchsabschnitts W2 weicht mit $5,0 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ nennenswert vom gemessenen Transport ($3,5 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$) ab. Die Dicke der Transportschicht ist mit $\delta_s \approx 0,03 \text{ m}$ im Ausschnitt $25 \text{ h} < t < 30 \text{ h}$ deutlich größer als zu den übrigen Zeitpunkten des Versuchsabschnitts ($0,005 \text{ m} < \delta_s < 0,02 \text{ m}$), was zusammen mit relativ hohen Wandergeschwindigkeiten (Bild 8-19) zu deutlich größeren berechneten Transportraten in diesem Zeitfenster führt (s. Bild 8-20). Womöglich waren zu den besagten Zeitpunkten die Dünen über der Befestigung nicht über ihre gesamte Höhe in Bewegung, was bedeutet, dass der nicht in Bewegung befindliche Teil zu einem späteren Zeitpunkt mit einer geringeren Geschwindigkeit abtransportiert wurde. Somit ist eine leichte Verzerrung der Ergebnisse nicht auszuschließen.

Die über die gesamte Versuchszeit berechneten Transportraten weichen für den befestigten und unbefestigten Teil um $0,2 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ ab, was über die gesamte Versuchszeit einem Volumen von $0,04 \text{ m}^3$ entspricht. Da diese Menge nur einen Bruchteil (2,4 %) des insgesamt während des Versuchs ausgetragenen Volumens von $1,64 \text{ m}^3$ darstellt, wird der quantitative Geschiebetransport trotz der veränderten Düneneigenschaften durch die Befestigung

höchstens marginal beeinflusst. Diese Feststellung trägt zum Verständnis der Wirkung von Kolkverbauten oder Abpflasterungen auf den Dünenransport bei und unterstreicht den Nutzen der vorgestellten Methodik.

Insgesamt wird der Geschiebetransport durch die Berechnungsverfahren gegenüber dem gemessenen Transport leicht überschätzt, jedoch ebenfalls nur in Bruchteilen. Somit konnte die Anwendbarkeit und Aussagekraft der im Rahmen der Arbeit hergeleiteten Methodik bestätigt werden. An dieser Stelle ist erwähnenswert, dass die gemessene mittlere Transportrate über alle Versuchsabschnitte mit $3,8 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ etwas oberhalb der Transportrate des Dünenversuchs ohne Einbauten lag ($3,6 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$, s. Kapitel 8.1.1).

8.4 Einfluss von Buhnen auf die Spektren von Dünensohlen

Flachlandflüsse sind häufig mit Buhnen ausgebaut. Diese spielen eine wichtige Rolle für den Feststofftransport der Flüsse. Entsprechend wurden in der Vergangenheit Modellversuche und Naturuntersuchungen durchgeführt. Dabei standen zumeist die Sedimentaufnahme durch die Buhnenfelder und deren Verlandungsformen im Vordergrund (z. B. Sukhodolov et al. 2002, Ten Brinke et al. 2004, Krouzecky 2008, Friedrich et al. 2008, Yossef & De Vriend 2010, Henning & Hentschel subm.). Durch die Buhnen ist aber auch eine Beeinflussung der Transportkörpergeometrie weit in den Flussschlauch hinein möglich. So finden Aberle et al. (2010a) in den Spektren von Dünensohlen der Elbe bei Aken harmonische Schwingungen, die in etwa dem Buhnenabstand in der untersuchten Strecke entsprechen. Wegen der Vielzahl anderer Einflüsse und den schwer zu parametrisierenden Randbedingungen der Naturuntersuchungen ist jedoch eine eindeutige Zuordnung der Ergebnisse zum Buhnenabstand in der Studie von Aberle et al. (2010a) nicht möglich. Da für das Verständnis der Dünenbewegung häufig auch natürliche Dünensohlen von durch Buhnen geregelten Flüssen herangezogen werden (z. B. Carling et al. 2000a/b, Kleinhans et al. 2002, Gaeuman & Jacobson 2007, Frings & Kleinhans 2008), ist die Kenntnis, ob und wie weit Buhnen einen Einfluss auf die Ausbildung von Dünensohlen haben, nötig. An dieser Stelle ist es wichtig anzumerken, dass in der Naturskala der Buhnenabstand in der Größenordnung von Bänken liegt.

An der BAW wurde der Einfluss verschiedener Buhnengeometrien auf die Sohle und den Geschiebetransport des Flussschlauchs im Rahmen von Diplomarbeiten untersucht (Richter 2011, Haber 2012). Dabei stand der Vergleich verschiedener Buhnentypen im Vordergrund, die konkrete Beeinflussung der Dünen durch die Buhnen im Sinne eines Vergleichs mit einer Dünensohle ohne Buhnen war nicht Ziel der Arbeiten. Der Versuch baute auf den bisher behandelten Sanddünenversuchen (Kapitel 3, Kapitel 4, Kapitel 8.3) auf und wurde in derselben Rinne durchgeführt. In dem Versuch wurden in der Rinne idealisierte Regelbuhnen eingebaut. Diese bestanden aus einem gegossenen Buhnenkopf und einem Buhnenrücken aus senkrecht eingebauten, 10 mm starken PVC-Platten.

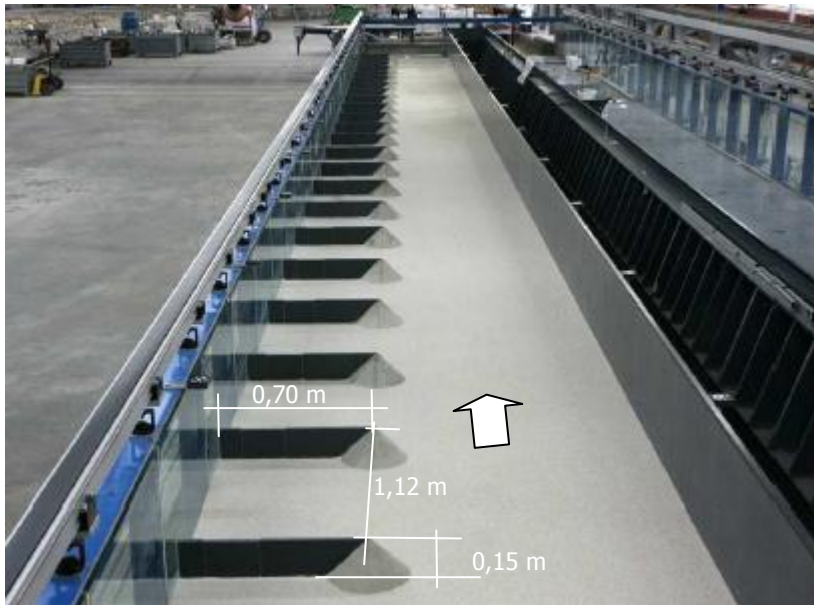


Bild 8-22: Eingeebener Versuch zur Auswirkung von Buhnen auf die Morphologie des Flussschlauchs

Der Abstand zwischen den Buhnen betrug in Fließrichtung 1,12 m, insgesamt waren so über die Länge der Rinne 24 Buhnen verbaut (Bild 8-22). Der Abstand zwischen der Buhnenwurzel an der linken Rinnenwand und der Spitze des Buhnenkopfes betrug 0,7 m. Die Buhnenköpfe aus Gasbeton waren insgesamt 0,3 m hoch und mit einer Böschung von 1:1 bis fast auf den Rinnenboden ausgeführt. Die Höhe der Buhne über dem eingefüllten Sandkoffer betrug 0,15 m.

Die Buhnenversuche waren nur für umströmte Buhnen mit Wasserständen bis zur Buhnenoberkante konzipiert. Es ergab sich während der Modellkalibrierung ein mittlerer Wasserstand 0,01 m unterhalb der Oberkante, was einer mittleren Wassertiefe von 0,14 m entspricht. Gegenüber den Dünenversuchen wurde für diese Versuchsserie das Gefälle auf $I = 0,0012$ verdoppelt, um mit den bisherigen Versuchen ohne Buhnen (Tabelle 3-2, S. 35) vergleichbare Kennzahlen Fr_* und Re_* (Tabelle 8-9) zu erhalten. Die Ermittlung und Zugabe des Durchflusses und der Geschiebemenge erfolgte wie bei den in Kapitel 3.1 beschriebenen Versuchen.

Tabelle 8-9: Kennzahlentabelle der Buhnenversuche

h [m]	I	Q [m ³ /s]	G_s [kg/h]	Fr	Re	Fr_*	Re_*
0,14	0,0012	0,077	38	0,48	70000	0,09	32

Ein Versuch bestand aus 3 Versuchstagen à 6 Versuchsstunden und wurde dreimal wiederholt. Nach jedem Versuchstag wurde die Sohle in eingestautem Zustand photogrammetrisch vermessen. Somit stehen 9 Versuchssohlen zur Auswertung zur Verfügung. Vor der weiteren Analyse wurden die Daten einer ebenen Trendentfernung unterzogen. Für die Auswertung der Daten im Detail sei auf Richter (2011) verwiesen.

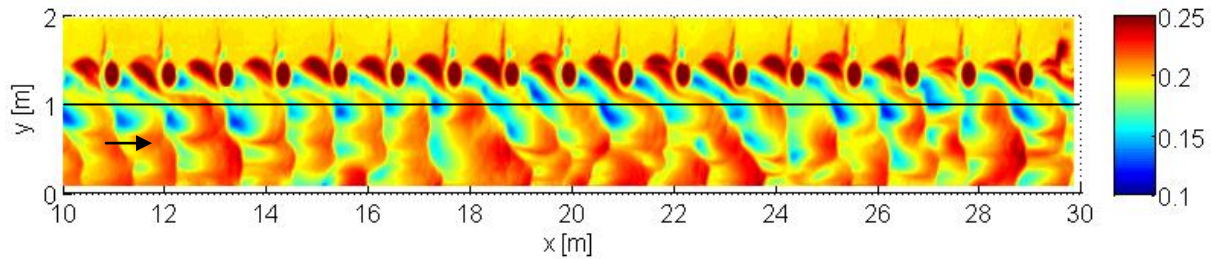


Bild 8-23: Exemplarische, trendbereinigte Modellsohle der Buhnenversuche, Farbskala in [m]

Die Auswertung erfolgte analog der bisherigen Auswertungen der Rinnendaten für die unteren 20 Rinnenmeter im Bereich $0 < y < 1$ m (Bild 8-23). Auf diese Weise wurden die Buhnen und Buhnenfelder sowie der direkte Buhnenkopfkolk von der Analyse ausgeschlossen. Bei Betrachtung der exemplarischen Modellsohle eines Buhnenversuchs in Bild 8-23 wird deutlich, dass sich die Kolke in die Rinne hinein erstrecken. Die Lage relativ zu den Buhnenköpfen ist unterschiedlich, die Anzahl der Kolke entspricht der Anzahl der Buhnen, so dass ein Zusammenhang zwischen Buhnenabstand und Dünenlänge vermutet werden kann. Kolke, die sich weit in den Flussschlauch erstrecken, werden auch in der Natur angetroffen.

Um über die visuelle Analyse hinaus eine objektive Einschätzung des Buhneneinflusses auf die Dünengeometrie zu gewinnen, kann mittels der Analyse der Leistungsdichtespektren nach Gleichungen 2-19 und 2-20 (S. 24) untersucht werden, ob in der Datenmenge Wellenlängen mit einer Korrelation zum Buhnenabstand vorhanden sind. Die Ergebnisse der Berechnungen der einseitigen Leistungsspektren $G(K_x)$ für die Dünensohlen der Buhnenversuche sind in Bild 8-24 dargestellt.

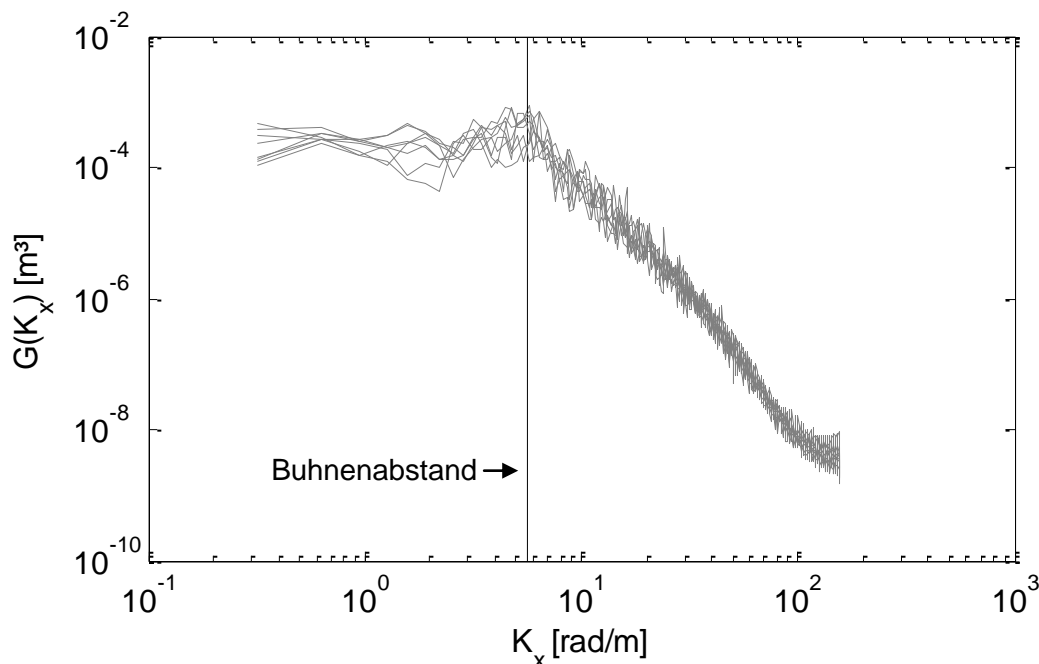


Bild 8-24: Einseitige Leistungsspektren $G(K_x)$ der Sanddünen der Buhnenversuche

Die Spektren sind, wie die Spektren der Dünensohlen in Bild 5-3 (S. 72), durch einen Skalierungsbereichs $G(K_x) \propto K_x^{-3}$ gekennzeichnet. Ausgeprägte Gipfel, die auf charakteristische

Wellenlängen schließen lassen würden, treten innerhalb dieses Bereichs nicht auf. Jedoch entspricht das obere Ende des Skalierungsbereichs dem Bühnenabstand von 1,12 m ($K_x = 5,6 \text{ rad/m}$)^{*}. Somit sind die in den Spektren auftretenden maximalen Wellenlängen der Versuche gleich dem Bühnenabstand.

Um zu überprüfen, wie sich die Spektren der Sanddünensohle unter Bühneneinfluss im Vergleich zu den Spektren der ungestörten Dünensohle, die in Kapitel 5.2.2 ermittelt wurden, verhalten, werden diese in Bild 8-25 gegenübergestellt. Darin wurden die Spektren der Versuche verschiedener Wassertiefen (Bild 5-3, S. 72) zu Mittelwerten zusammengefasst. An dieser Stelle ist es wichtig anzumerken, dass die Versuche mit und ohne Bühnen im Sinne der Kennzahlen Fr_* und Re_* (s. Kapitel 2.1) unter ähnlichen hydraulisch-sedimentologischen Bedingungen durchgeführt wurden.

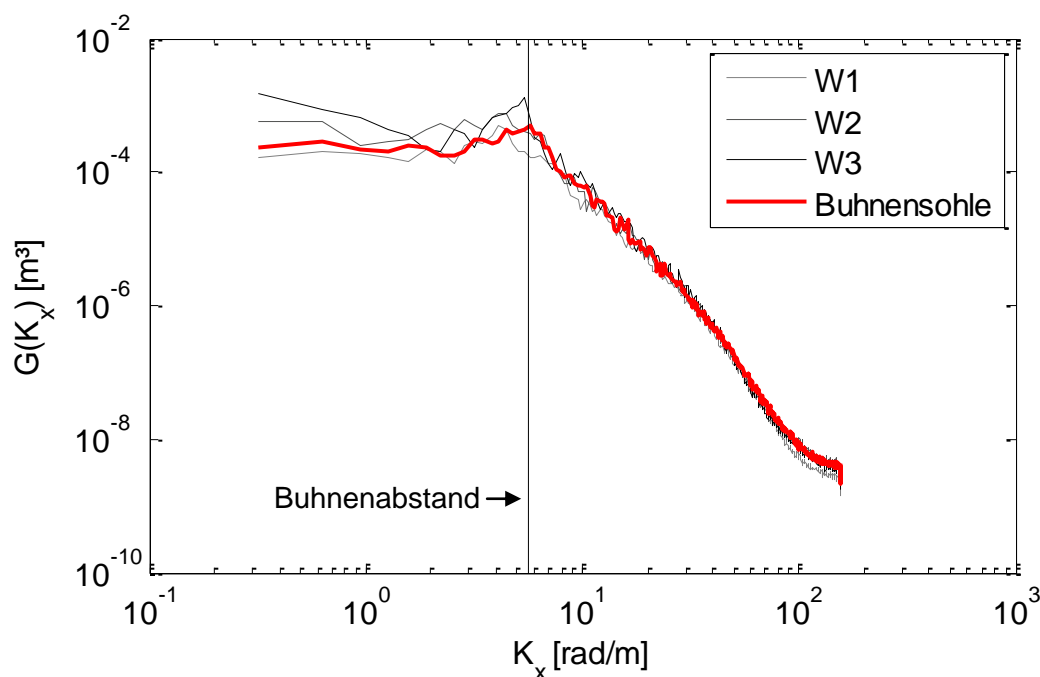


Bild 8-25: Mittlere einseitige Leistungsspektren $G(K_x)$ der Sanddünenversuche ohne (s. Kapitel 5.2.2) und mit Bühneneinfluss

Bild 8-25 zeigt, dass die oberen Enden des Skalierungsbereichs der Dünen und somit die maximalen Dünenlängen in den Versuchen in einer ähnlichen Größenordnung liegen. Der Nachweis, dass die maximal mögliche Dünenlänge dem Bühnenabstand entspricht, hätte mehr Gewicht, wenn die ungestörte Dünenlänge in einem anderen Skalierungsbereich läge als der Bühnenabstand. Zudem muss beachtet werden, dass für Natursohlen der gewöhnlich vorhandene Bühnenabstand in den Skalierungsbereich von Bänken fällt, welche anderen Transportmechanismen unterliegen als Dünen (s. Kapitel 2.2). Die Probleme, die der Übertragung von Sohlformen aus Modellexperimenten auf die Naturskala innewohnen, können im Rahmen dieser Arbeit nicht weiter vertieft werden.

^{*} Wellenlänge $\lambda = 2\pi/K_x$

Neben den einseitigen Leistungsspektren $G(K_x)$ der Längsschnitte wurden analog die einseitigen Leistungsspektren $G(K_y)$ der Querschnitte der Dünensohle der Buhnenversuche im Bereich $0 < y < 1$ m (Bild 8-23) berechnet und den nach Wassertiefen gemittelten Ergebnissen der ungestörten Sanddünenversuche gegenübergestellt (Bild 8-26).

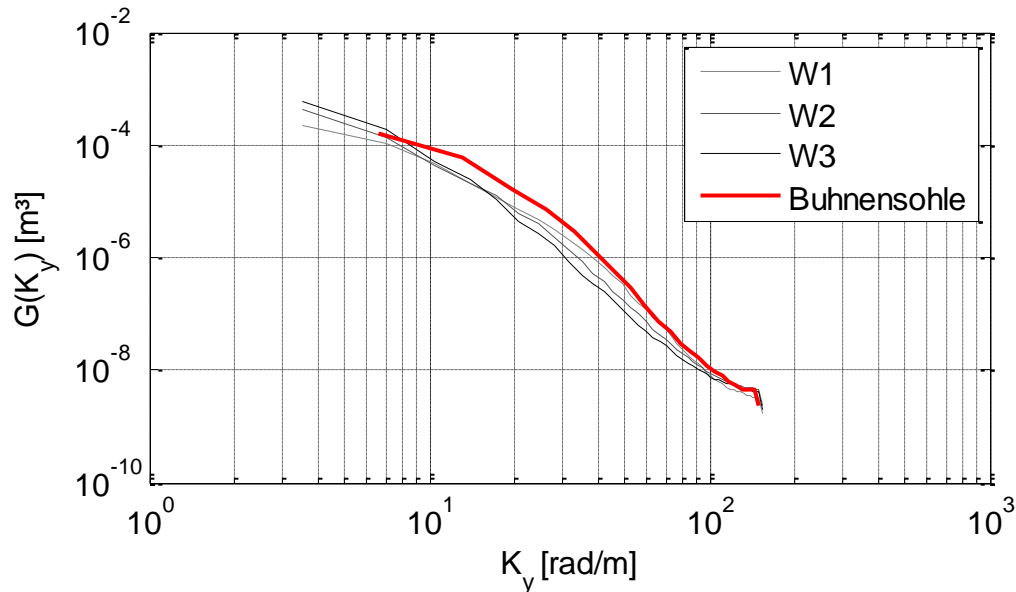


Bild 8-26: Mittlere einseitige Leistungsspektren $G(K_y)$ der Sanddünenversuche (s. Kapitel 5.2.2) und der Buhnenversuche

Durch den in der Breite begrenzten Auswertebereich decken die Wellenzahlen K_y eine geringere Breite ab. Wie in Kapitel 5.3 festgestellt wurde, unterliegen die Dünenbreiten mit zunehmender Wassertiefe einer Beschränkung, die durch die Rinnenbreite bedingt ist. Obwohl die effektive Rinnenbreite der Dünenversuche mit Buhnen deutlich geringer ist, erreichen die $G(K_y)$ im Bereich der oberen Skalierungsregion nahezu ein Plateau, was den Schluss nahe legt, dass die Dünenbreite sich in diesen Versuchen, ähnlich den Sanddünenversuchen mit der geringsten Wassertiefe W1, nahezu uneingeschränkt ausbilden kann. Somit konnte mit der angewendeten Methodik nachgewiesen werden, dass die Dünen durch die seitliche Störung der Sohle durch die Buhnen eine eingeschränkte Breite aufweisen.

Obwohl die Ergebnisse der vorgestellten Analyse durch die komplexen Randbedingungen mit einigen Unsicherheiten behaftet sind, konnte ein Zusammenhang zwischen Dünenlänge und Buhnenabstand nachgewiesen werden. Zudem wurde der Einfluss der Buhnen auf die Dünenbreite ermittelt. Es muss festgestellt werden, dass die hier vorgestellten Versuche nicht der Evaluierung des Einflusses des Buhnenabstandes auf die Dünenlänge galten. Umso wichtiger ist die Feststellung, dass die statistische Analyse auch unter komplexen Randbedingungen, wie sie eine Gewässerberandung durch Buhnen darstellt, wichtige Erkenntnisse über die Beschaffenheit einer Dünensohle liefern kann.

9 Zusammenfassung

Durch die vorliegende Arbeit wurde gezeigt, dass die statistische Analyse in Form der Bestimmung der Momente der Verteilungsfunktionen von Sohldaten, der Anwendung von Autokorrelationsverfahren und der Spektralanalyse einen wichtigen Beitrag zur qualitativen und quantitativen Bestimmung der Düneneigenschaften leisten kann. Dabei ist sie in ihren Möglichkeiten, aber auch durch ihre einfache und vom Bearbeiter unabhängige Anwendung konventionellen Methoden überlegen. Der Beitrag der Arbeit zur Erweiterung des Wissensstandes besteht in der Planung und der Durchführung von Versuchen zur Gewinnung von zeitlich und räumlich hoch aufgelösten Daten der Wanderung dreidimensionaler Dünenfelder und der Vorstellung einer Methodik zur Anwendung der volldimensionalen statistischen Analyse auf diese Daten. Dabei wurde deren Potential für das Verständnis des dreidimensionalen Dünentransports aufgezeigt. Großflächige Analysen liefern robuste Ansätze, z. B. zur Bestimmung des Geschiebetransports durch Dünen oder für die Charakterisierung von Flussabschnitten. Anhand räumlich und zeitlich auflösender Ansätze kann das Prozessverständnis bezüglich der Heterogenität von Dünenfeldern, z. B. durch den Einfluss der Gewässerberandung oder von Flusskrümmungen bzw. der Dünendynamik, z. B. infolge von Deformationsvorgängen untersucht werden. In Kapitel 2.7 wurde das Ziel dieser Arbeit auf der Grundlage des festgestellten Wissensstandes in Form von 6 Fragen formuliert. Um die Ergebnisse der Arbeit zusammenzufassen, werden diese im Folgenden beantwortet.

- 1) Wie können Versuche durchgeführt werden, um zeitlich und räumlich hoch aufgelöste Daten von in Bewegung befindlichen Dünenfeldern zu erhalten?

Da bisher räumliche Daten der Wanderung von Dünenfeldern nicht existierten, wurden Versuche konzipiert und durchgeführt, um dieses Defizit zu beseitigen (Kapitel 3.1). Um die Dünenwanderung durch das Wasser hindurch messen zu können, wurde ein neuartiges photogrammetrisches System eingesetzt (Kapitel 3.2). Durch die erfolgreich durchgeführten Versuche konnten die benötigten Daten mit hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung gewonnen werden. Die Daten lassen sich in Flächendaten, die nach jedem Versuchstag aufgenommen wurden und die gesamte Rinnensohle abdeckten (Kapitel 4.2), und in Zeitreihen eines kleineren, 1 m x 1 m großen Ausschnitts der Sohle, die mit hoher zeitlicher Auflösung aufgenommen wurden (Kapitel 4.3), unterteilen.

- 2) Führt die Analyse der Daten eines solchen Versuchs über den Raum und/oder die Zeit zu vergleichbaren Ergebnissen und wann sind die Stationaritätsbedingungen in den respektiven Dimensionen erfüllt?

Die Analyse der Daten in Kapitel 4 zeigte, dass die Dünenformen über Raum und Zeit mit gewissen Einschränkungen vergleichbar sind. Wie mittels der Anwendung der statistischen Analyse in Form der Mittelwerte und Standardabweichung der Datenmenge gezeigt wurde, bestehen die Einschränkungen bezüglich der Flächendaten in erster Linie in den Randbereichen der Rinne und können auf räumlich unterschiedliche hydraulische Randbedingungen infolge des Einflusses der Rinnenwände zurückgeführt werden (Kapitel 4.2). Jedoch werden in der Analyse über den gesamten Ausschnitt der Flächendaten von 20 m x 2 m repräsentative Daten erhalten. Auch nach Veränderung der hydraulischen Randbedingungen erreicht die Dünensohle in ihrer ganzen räumlichen Ausdehnung innerhalb eines Versuchstages (6 h) im Mittel ein Gleichgewicht. Da die Zeitreihen einen deutlich kleineren Ausschnitt der Sohle

in der Größenordnung einer Dünenlänge bzw. Dünenbreite abbilden, liegt für diese Datenmenge räumlich betrachtet kein Gleichgewicht vor. Dieses kann nur über die zeitliche Auflösung erreicht werden. Durch die Analyse der Standardabweichung wurde gezeigt, dass die Daten der Zeitreihen im Raum- und Zeitbereich nach wenigen Versuchsstunden ein Gleichgewicht erreichen (Kapitel 4.3). Allerdings zeigte die Analyse der einzelnen Zeitschnitte, dass die auf den Zeitbereich beschränkten, räumlich diskreten Daten kein Gleichgewicht erreichen und räumlich große Unterschiede aufweisen. Dies ist der Fall, obwohl der Analysebereich auf ein 1 m x 1 m großes Areal in Rinnenmitte beschränkt war, für den annähernd vergleichbare hydraulische Randbedingungen angenommen werden können. Dieser Umstand kann auf die, verglichen mit der Versuchszeit, geringen Dünenwandergeschwindigkeiten zurückgeführt werden. D. h., dass bis zum Erreichen eines Gleichgewichts einzelner Zeitschnitte ein Vielfaches der Versuchszeiten (hier 12 h bzw. 18 h) notwendig wäre. Durch die zeitgleiche Aufnahme eines räumlichen Ausschnitts konnte mit der im Rahmen der Arbeit aufgenommenen Zeitreihe die Versuchszeit signifikant verkürzt werden.

- 3) Welche Erkenntnisse können bezüglich der Dünengeometrie durch die statistische Analyse im Vergleich mit geometrischen Verfahren gewonnen werden?

In Kapitel 5.1 wurde durch die konventionelle Analyse der Dünengeometrie mittels geometrischer Methoden gezeigt, dass verschiedene Verfahren unterschiedliche Ergebnisse bezüglich der Dünenlänge und Dünenhöhe liefern, was nicht zuletzt an der Bearbeiterabhängigkeit dieser Verfahren liegt. Die Gegenüberstellung dieser Ergebnisse mit Ersatzmaßen aus der statistischen Analyse zeigte, dass letztere klar definierte, vom Bearbeiter unabhängige Ansätze bietet, die deutlich schneller und einfacher anzuwenden sind als die herkömmliche Verfahren (Kapitel 5.2 und 5.3). Es wurde gezeigt, dass die Standardabweichung ein geeignetes Ersatzmaß für die Dünenhöhe ist, wodurch Ergebnisse anderer Autoren bestätigt wurden (Kapitel 5.2.1). Ersatzmaße für die Dünenlänge wurden aus der Analyse von Leistungsdichtespektren (Kapitel 5.2.2) und der Berechnung von Autokorrelationsfunktionen (Kapitel 5.2.3) gewonnen. Zudem konnte durch die Anwendung beider Verfahren auf Flächendaten gezeigt werden, dass diese geeignet sind, eine mittlere Dünenbreite zu repräsentieren. Durch eine Verknüpfung der Ergebnisse in beiden Raumrichtungen lassen sich somit Aussagen über die Dreidimensionalität der Dünen treffen. Hierzu sind weitere Versuche notwendig, die ein breiteres Band hydraulisch-sedimentologischer Konstellationen und deutlich gegeneinander abgegrenzter Dünenformen ermöglichen. Durch die Analyse der Leistungsdichtespektren wurde bestätigt, dass neben der Bestimmung maximal und minimal auftretender Dünenlängen Sohlformen verschiedener Skalierungsbereiche charakterisiert werden können. So wurde das Vorhandensein kleiner, die Dünen überlagernder Sohlformen in den Daten nachgewiesen. Da bisher bei der Anwendung konventioneller Verfahren und auch durch den Einsatz von Autokorrelationsverfahren solche Sohlformen nur festgestellt werden konnten, wenn deren Vorhandensein bereits vor der Analyse bekannt ist und entsprechende Filterfunktionen vorgeschaltet werden, hat diese Erkenntnis eine große praktische Bedeutung für den Einsatz der Spektralanalyse zur Beschreibung verschiedener Sohlformen.

- 4) Wie kann die statistische Analyse zum Verständnis der Dynamik dreidimensionaler Dünen beitragen und wie lässt sich diese beschreiben?

Die Dünendynamik wurde anhand von Kreuzkorrelationsfunktionen (Kapitel 6.1) und Leistungsdichtespektren (Kapitel 6.2) analysiert. Diese Verfahren wurden erstmalig auf zeitlich und räumlich hoch aufgelöste Dünensohlen angewendet. Für die neuartigen Daten wurde aus beiden Verfahren eine Methodik zur Bestimmung verschiedener Aspekte der Dynamik räumlich und zeitlich aufgelöster Daten von Dünensohlen vorgestellt, die als Anleitung für die Auswertung weiterer Versuche genutzt werden kann. Es wurde gezeigt, dass die Kreuzkorrelationsanalyse geeignet ist, um die Dynamik von Dünenfeldern in verschiedenen Dimensionen und Skalen zu beschreiben. Dabei wurde nachgewiesen, dass die Dynamik in allen 3 Raumrichtungen einer großen Heterogenität unterliegt, welche auf Deformationsvorgänge zurückzuführen ist. Diese wurden erstmals anhand der berechneten Wandergeschwindigkeiten quantifiziert. Hervorzuheben ist die Feststellung, dass nicht nur die mit starker Deformation assoziierten Kambereiche die Dynamik des Dünenfeldes prägen, sondern weniger dynamische, tief gelegene Kolke einen maßgeblichen Einfluss auf die Berechnungsergebnisse haben. In Kapitel 6.1.1 wurde eine robuste Anwendung der Kreuzkorrelationsanalyse für den gesamten räumlichen Ausschnitt der Zeitreihe vorgestellt, um die wichtige Frage nach der mittleren Geschwindigkeit eines Dünenfeldes zu beantworten. Durch die Gegenüberstellung der verschiedenen Verfahren in Kapitel 6.3 wurde gezeigt, dass dieser Ansatz bezüglich der mittleren Geschwindigkeiten den anderen Ansätzen ebenbürtig bzw. wegen seiner Robustheit sogar überlegen ist. Durch die Analyse der Skalierungsbereiche der Leistungsdichtespektren wurden weitere wichtige Erkenntnisse über die Dynamik der Dünen abgeleitet. Insbesondere konnte das Auftreten kleiner, überlagernder Sohlformen, deren Längen schon in den Spektren der flächenhaften Auswertung nachgewiesen wurden, festgestellt werden. Dies ist umso bemerkenswerter, da die Versuche nicht zur Beschreibung dieser Sohlformen ausgelegt waren und deren Auflösung, genau genommen, für eine fundierte Betrachtung zu gering ist.

- 5) Kann die auf Dünenlängsschnitten basierende Methode zur Bestimmung des Geschiebetransports aus der Dünenwanderung für dreidimensionale Dünenfelder angewendet werden und kann das Verfahren durch den Einsatz der statistischen Analyse verbessert werden?

In Kapitel 8.1.1 wurde aus dem Ansatz zur Berechnung der volumetrischen Geschiebetransportrate aus der Dünenwandergeschwindigkeit und der Dünenhöhe auf der Grundlage der linearen Abhängigkeit von Dünenhöhe und Standardabweichung der Sohlhöhen ein Ansatz zur Bestimmung des Geschiebetransports aufgestellt (Gleichung 8-2, Seite 127). Dieser Ansatz wurde auf Basis von Literaturwerten zur Berechnung des Geschiebetransports aus der Dünenwanderung und der Dünenhöhe weiter verfeinert (Gleichung 8-6, Seite 136). Der so entwickelte Ansatz erlaubt die Berechnung der volumetrischen Geschiebetransportrate in Abhängigkeit der Wandergeschwindigkeit des Dünenfeldes und der Standardabweichung der Sohlhöhen. Da aus den Versuchen der Geschiebetransport durch kontinuierliches Wiegen am Modellende bekannt war konnte nachgewiesen werden, dass die für Dünenlängsschnitte entwickelte Methode zur Bestimmung des Geschiebetransports aus der Dünenwanderung bei einer Anwendung auf Gleichgewichtsdaten einen robusten Ansatz darstellt, der auch für 3D-Dünen gültig ist.

Um den Ansatz zu testen, wurde das Verfahren für verschiedene Datensätze angewendet, die unter anderen, teils sehr komplexen Randbedingungen aufgenommen wurden und weitere Modelldaten sowie Naturdatensätze der Elbe und Oder enthielten. Die Gegenüberstellung der Ergebnisse mit gemessenen Geschiebetransportraten zeigte eine sehr gute Übereinstimmung, obwohl die zusätzlichen Datensätze nicht zur Bestimmung des Geschiebetransports aufgenommen wurden und die Naturdatensätze durch das Auftreten von Bänken dominiert waren. Dies hat besondere Bedeutung für die Bestimmung des Geschiebetransports aus den Aufnahmen von Sohlen natürlicher Flüsse, wofür bisher kein zuverlässiges Verfahren existiert. Durch die Verwendung der Standardabweichung der Sohlhöhen anstelle der Dünenhöhe ist zudem mit Gleichung 8-6 der Geschiebetransport deutlich einfacher zu bestimmen als mit konventionellen Ansätzen.

In Kapitel 8.1.3 wurde die direkte Berechnung des Geschiebetransports unter Zugrundelegung der in Kapitel 6.1.4 berechneten, tiefenaufgelösten Dünenfeldbewegung genutzt, um die transportwirksame Dünenhöhe zu bestimmen. Da dieser Ansatz im Gegensatz zu herkömmlichen, zweidimensionalen Ansätzen den Umstand berücksichtigt, dass tiefer gelegene Dünenfeldbereiche langsamer wandern als höhere, konnten neue Erkenntnisse über den Dünenransport gewonnen werden. Es wurde ermittelt, dass nur die oberen (höher gelegenen) 60 % des Dünenfeldes zum Transport beitragen.

- 6) Welche Erkenntnisse können durch die Anwendung der statistischen Analyse auf konkrete flussbauliche Fragestellungen unter komplexen Randbedingungen gewonnen werden?

In Kapitel 4 wurde gezeigt, dass selbst unter klar definierten Laborbedingungen die Stationaritätsbedingungen als Grundlage für die Anwendbarkeit der statistischen Analyse nur schwer zu erfüllen sind. Allgemein ist dies einerseits auf nicht ausreichend große Datenmengen durch zu geringe räumliche bzw. zeitliche Ausdehnung der Messung zurückzuführen. Andererseits unterliegen die Prozesse des Dünenransports einer erheblichen Heterogenität und Dynamik, die das Erreichen der Stationarität der Daten verhindern. Diese sind unter komplexen Randbedingungen, z. B. in Form der Gewässerberandung oder der Instationarität des Durchflusses, besonders ausgeprägt. Durch die Analyse des Dünenransports in einer Flusskrümmung (Kapitel 8.2) und des Einflusses von Buhnen auf die Eigenschaften von Dünensohlen (Kapitel 8.4) wurde gezeigt, dass die statistische Analyse gerade in der Bestimmung der Heterogenität und der Beschreibung von Instationarität infolge komplexer Randbedingungen eine große Stärke hat. Der Einfluss der Flusskrümmung auf die Düneneigenschaften konnte anhand der Analyse ebenso quantifiziert werden, wie die Auswirkung von Buhnen auf die Dünenlänge und -breite. Diese Ergebnisse sind für die Interpretation der Daten natürlicher Dünensohlen von großer Bedeutung, da natürliche Flüsse selten gerade verlaufen und häufig durch Buhnen begrenzt sind. Weiterhin wurde in Kapitel 8.3 der Nutzen der statistischen Analyse anhand der Bestimmung des Dünenransports über teilbefestigten Sohlen, wie sie z. B. Kolkverbauten darstellen oder die durch Abpflasterungseffekte entstehen, untersucht. Anhand des Ansatzes zur Bestimmung der Geschiebetransportrate nach Gleichung 8-6 (Seite 136) und eines weiteren Ansatzes zur Bestimmung des Geschiebetransports über freiliegenden Sohlbefestigungen (Gleichung 8-9, S. 150) wurde festgestellt, dass die Geschiebetransportrate durch die Teilbefestigung nicht beeinflusst wird. Schließlich

konnten durch die Analyse der Verteilungsfunktionen die Dünensohlen unter dem Einfluss der Sohlbefestigung klar gegen unbeeinflusste Dünensohlen abgegrenzt werden.

10 Ausblick

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden zahlreiche Aspekte des Dünentransports unter verschiedenen Randbedingungen anhand der statistischen Analyse untersucht. Dabei wurde deren Anwendbarkeit und Nutzen aufgezeigt. Um das Prozessverständnis zu erweitern und allgemein gültige Zusammenhänge zu erhalten, muss die vorgestellte Methodik auf weitere Datensätze angewendet werden, die ein breites Spektrum an hydraulisch-sedimentologischen Konstellationen abdecken. Dabei muss auch eine Verknüpfung der Ergebnisse zu hydraulischen und sedimentologischen Parametern erfolgen. Auf eine solche Verknüpfung wurde hier verzichtet, da das Spektrum dieser Parameter während der Sanddünenversuche zu eng war und für die Naturdaten keine detaillierten Informationen vorlagen. Zudem muss zur Analyse der Dünenbreite die Beeinflussung der Sohle durch die Rinnenbreite bei größeren Wassertiefen ausgeschaltet werden, indem ähnliche Versuche in einer breiteren Rinne durchgeführt werden.

Durch die Auswertung wurde der Einfluss überlagernder Sohlformen auf den Dünentransport und Deformationsvorgänge festgestellt. Grundsätzlich sind die Daten und die vorgestellte Methodik sehr gut zur Beschreibung dieses Phänomens geeignet. Da die Versuche jedoch nicht dafür ausgelegt waren, diese Formen zu untersuchen, sind zum vertieften Verständnis weitere Versuche in einer besseren räumlichen und/oder zeitlichen Auflösung notwendig. Zudem muss der Geschiebetransport durch Bänke in Abgrenzung zum Geschiebetransport durch Dünen unter klar definierten Randbedingungen weiter untersucht werden.

Der Fokus der Arbeit lag auf der Beschreibung der Gestalt und Dynamik von Dünenfeldern. Die praktischen Anwendungen hatten ihren Schwerpunkt in der Analyse des Geschiebetransports. Ein weiteres wichtiges Feld der Dünenforschung beschäftigt sich mit deren Rauheitswirkung. Diese hängt zum einen von der Wechselwirkung des Dünenfeldes mit der Strömung ab, als deren Folge sich Turbulenzen, kohärente Strukturen, Scherzonen usw. bilden, die der Strömung Energie entziehen. Die Rauheit der Dünen (Formrauheit) wird bisher zumeist in Abhängigkeit der Dünengeometrie geschätzt. Wie gezeigt wurde, bietet die statistische Analyse Ersatzmaße für geometrische Eigenschaften eines Dünenfeldes, die eine einfache Parametrisierung der Formrauheit erlauben. Andererseits trägt die für den Geschiebetransport benötigte Energie zur Rauheitswirkung der Dünen bei. Dabei spielen auch die Beschleunigung und Verzögerung einzelner Bereiche des Dünenfeldes infolge von Deformationsvorgängen eine Rolle. Auf der Grundlage der vorgestellten Methodik und weiterer Versuche müssen diese Prozesse weiter untersucht werden. Dies ist besonders vor dem Hintergrund der Parametrisierung der Eingangsdaten für numerische Modelle von Bedeutung, bei denen eine zutreffende Annahme der Rauheit von Dünen und des Geschiebetransports eine große Herausforderung darstellen.

Zur Vermessung der Dynamik von Dünensohlen, die einem größeren Strömungsangriff oder höheren Wassertiefen ausgesetzt sind als in den vorgestellten Versuchen, ist es notwendig, das eingesetzte photogrammetrische Messsystem zu optimieren. Wegen der Störung des Wasserspiegels durch Turbulenzen und die Lichtabsorption sind Messungen mit größeren Wassertiefen mit dem eingesetzten System nicht möglich. Weitergehende Messungen könnten beispielsweise durch einen lichtstärkeren Projektor und die Abdeckung der Wasserober-

fläche durch eine transparente Platte, wie z. B. bei der Particle Image Velocimetry (PIV) und der Laser Doppler Anemometrie (LDA) üblich, realisiert werden.

Literatur

- Aberle, J., Nikora, V. 2006. Statistical properties of armored gravel bed surfaces, *Water Resources Res.*, Vol. 42, W11414
- Aberle, J., Smart, G.M. 2003. The influence of roughness structure on flow resistance on steep slopes, *J. Hydr. Res.*, Vol. 41, No. 3, pp.259-269
- Aberle, J., Henning, M., Hentschel, B. 2009. Statistical analysis of bed form dynamics. *Proc. 33rd IAHR Congress, Vancouver, Canada, papers on CD-Rom.*
- Aberle J., Nikora, V.I., Henning, M., Ettmer, B., Hentschel, B. 2010a. Statistical characterization of bed roughness due to bed forms: A field study in the Elbe River at Aken, Germany. *Water Resources Res.* 46. W03521. DOI:10.1029/2008WR007406.
- Aberle, J., Henning, M., Hentschel, B. 2010b. Dune Dynamics in Curved River Sections, *IAHR-APD 2010 Congress, 21-24 Februar 2010, Auckland, New Zealand.*
- Aberle, J., Coleman, S.E., Nikora, V. 2012. Bed Load Transport by Bed Form Migration, *Acta Geophysica*, in print
- Abraham, D.D., Pratt, T. 2002. Quantification of bed load transport on the Upper Mississippi River using multibeam survey data and traditional methods, *US Army Corps of Engineers, ERDC/CHL CHETN-VII-4*
- Abraham, D.D. 2009. A new method for the measurement of bed load transport using time sequenced bathymetric data, *PhD Thesis, University of Iowa, USA*
- Ackers, P., White, W.R. 1973. Sediment transport: new approach and analysis, *J. of the Hydraulics Division*, 1973, 99(11):2041-2660.
- Adams, R. 1990. Bedform Geometry and Friction Factors in Alluvial Channels, *M.Sc. Thesis, Department of Civil Engineering, Queen's University, Kingston, Canada*
- Allen, A.F., Frostick, L. 1999. Framework Dilation, Winnowing, and Matrix Particle Size: The Behaviour of some Sand-Gravel Mixtures in a Laboratory Flume, *J. of Sedimentary Research*, Vol. 69, No. 1, January 1999, pp. 21-26
- Allen, J.R.L. 1968. *Current Ripples: Their Relation to Patterns of Water and Sediment Motion*, North-Holland Publishing Company, Amsterdam, 433 pp.
- Allen, J.R.L. 1973. Phase differences between bed configuration and flow in natural environments, and their geological relevance, *Sedimentology* 20: 323-329
- Allen, J.R.L. 1974. Reaction, relaxation and lag in natural sedimentary systems: General principles, examples and lessons, *Earth-Science Reviews*, Volume 10 (4), December 1974, Pages 263-342
- Allen, J.R.L. 1978. Computational models for dune time-lag: Calculations using Stein's rule for dune height, *Sedimentary Geology*, 20 (1978) 165-216

- Allen, J.R.L. 1983. River Bedforms: progress and problems, Collinson, J.D., Lewin, J. (eds.) Modern and Ancient Fluvial Systems. Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol., vol. 6. Blackwell, Boston, pp. 19-33
- Allen, J.R.L., Collinson, J.D. 1974. The superimposition and classification of dunes formed by unidirectional aqueous flows, *Sedimentary Geology*, 12 (1974) 169-178
- Altunin, V.S., Larinova, V., Martinkus, A.T., Novikova, N.M. 1987. Sediment Transport in a Curved Channel. Translated from *Gidrotekhnicheskoe Stroitel'stvo*, No. 5, pp. 37-40., May 1987, Plenum Publ. Corp.
- Annambhota, V.S.S. 1969. Statistical Properties of Bed Forms in Relation to Flow Resistance, PhD Thesis, Univ. Of Iowa, Iowa City, Iowa ^
- ASCE 2002. Flow and transport over dunes. *J. Hydraul. Eng.*, 128(8), 726-728.
- Ashida, K., Tanaka, S. 1967. A statistical study of sand waves, *Internat. Assoc. Hydr. Res. Cong.*, 12th, Fort Collins, Colo., Sept. 11-14, *Proc.*, v. 2, pp. 103-110
- Ashley, G.M. 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms; a new look at an old problem, *J. of Sedimentary Research*; January 1990; v. 60; no. 1; p. 161-172
- Ashmore, P.E., Church, M.A., 1998, Sediment Transport and River Morphology: A Paradigm for Study, In: Klingeman, P.C., Beschta, J., Bradley, R., Komar, P. (eds.), *Gravel-Bed Rivers in the Environment*, Water Resources Press, Littleton CO.
- Baas, J.H., Oost, A.P., Sztano, O.K., de Boer, P.L., Postma, G., 1993. Time as an independent variable for current ripples developing towards linguoid equilibrium morphology. *Terra Nova*, 5, 29-35.
- Baas, J.H. 1994. A flume study on the development and equilibrium morphology of current ripples in very fine sand, *Sedimentology* Vol. 41 (2), pp. 185-209
- Baas, J.H. 1999. An empirical model for the development and equilibrium morphology of current ripples in fine sand, *Sedimentology* Vol. 46 (1), pp. 123-138
- Bagnold, R.A. 1941. The physics of blown sand and desert dunes, Methuen, New York, 265 pp.
- Bagnold, R.A. 1966. An Approach to the sediment transport problem from general physics, *Geol. Survey Prof. Paper* 422-I, U.S. Government Printing Office, Washington
- Bagnold, R.A. 1973. The nature of saltation and bed load transport in water, *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, 332, 473-504
- Baliga, B.R., and R.T. Hudspeth, 1981, Evaluation of sand waves in an estuary, *J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, 107(HY2), 161-178.
- BAW 2000. Gutachten Oder-Hohenwutzen: T1, Voruntersuchungen für das physikalische Modell, BAW Karlsruhe 2000
- BAW 2007. Gutachten Oder-Hohenwutzen: T5, Auswertung und Ergebnisse, Gutachten, unveröffentlicht, BAW Karlsruhe 2008

- BAW 2008. Gutachten Oder-Hohenwutzen: T4, Das physikalische Geschiebetransportmodell, Gutachten, unveröffentlicht, BAW Karlsruhe 2008
- Bechteler, W., Günthert, F.W., Kleeberg, H.-B. (Hrsg.) 1996. DFG-Rundgespräch: Geschiebe, Mitteilungen Heft 58/1996, Universität der Bundeswehr München
- Bendat, J.S., Piersol, A.G. 2000. Measurement and Analysis of Random Data, 3rd Edition, John Wiley & Sons, Inc., New York
- Best, J.L. 2005. Fluid Dynamics of River Dunes: A review and some future research directions, J. Geophys. Res., doi: 10.1029/2004JF000218
- BfG 1995. Hydrographisches Mess- und Auswerte-System (HYMAS) mit satellitengestützter Ortung für den Binnenbereich der Bundeswasserstraßen, BfG-0902, Koblenz
- BfG 2004. Feststofftransport und Flussbettentwicklung der Elbe, BfG-Bericht, BfG-1431
- BfG 2010. Geschiebetransport-Abfluss-Beziehungen, Geoportal der Bundesanstalt für Gewässerkunde GGInA, www.bafg.de
- Blackman, R.B., Tukey, J.W. 1958. The measurement of power spectra, Dover, NY, USA
- Blom, A., Ribberink, J.S., de Vriend, H.J. 2003a. Vertical Sorting in Bed Forms: Flume Experiments With a Natural and a Trimodal Sediment Mixture, Water Resources Research, Vol. 39, No. 2, 1025
- Blom, A., Ribberink, J.S., Parker, G. 2003b. Sediment Continuity for Rivers with Non-Uniform Sediment, Dunes and Bed Load Transport, Gyr/Kinzelbach (eds.), Sedimentation and Sediment Transport, 179-182.
- Bonnefille, R. 1963. Essais de synthèse des lois de début d'entraînement des sédiments sous l'action d'un courant en régime continu, Electr. de France, Chatou, Bull. de Centre de Recherche et d'essais, no. 5, pp. 67
- Bridge, J.S., Benett, S.J. 1992. A Model for the Entrainment and Transport of Sediment Grains of Mixed Sizes, Shapes and Densities, Water Resour. Res., 28(2), 337-363
- Callander, C.A. 1978. River Meandering. Annu. Rev. Fluid Mech., 10, 129-158.
- Carling, P.A. 1999. Subaqueous gravel dunes, Journal of Sedimentary Research, Vol. 69 (3), pp. 534-545
- Carling, P.A., Götz, E., Orr, H.G., Radecki-Pawlik, A. 2000a. The morphodynamics of fluvial sand dunes in the River Rhine, near Mainz, Germany, Pt. 1: Sedimentology and morphology, Sedimentology (2000) 47, 227-252
- Carling, P.A., Götz, E., Orr, H.G., Radecki-Pawlik, A. 2000b. The morphodynamics of fluvial sand dunes in the River Rhine, near Mainz, Germany, Pt. 2: Hydrodynamics and sediment transport, Sedimentology (2000) 47, 253-278
- Chabert, J., Chauvin, J.L. 1963. Formation des Dunes et des Rides dans les Modèles Fluviaux, Bulletin du Centre des Recherches et d'Essais de Chatou, 4
- Cheong, H.F., Shen, H.W. 1975. On the Propagation and velocity of sand waves, Proceedings, 11th Congress of the Int. Ass. For Hydr. Res., Sao Paulo, Brazil, Vol. 2

- Colby, B.R., Scott, C.H. 1965. Effects of Water Temperature on the Discharge of Bed Material, Geol. Survey Professional Paper 462-G
- Coleman, S.E. 1983. Experiments in Alluvial Bed Channel Flow Resistance, Experiments in Fluids 1, 205-208
- Coleman, S.E., Melville, B.W. 1996. Initiation of Bed Forms on a Flat Sand Bed, J. of Hydraulic Engineering, ASCE, June 1996, pp. 301-310
- Coleman, S.E., Nikora, V.I. 2008. A unifying framework for particle entrainment, Water Resources Res., Vol. 44, W04415
- Coleman, S.E., Nikora, V.I., McLean, S.R., Clunie, T.M. 2006. Equilibrium hydrodynamics concept for developing dunes, Physics of Fluids 18, 105104
- Coleman, S.E., Nikora, V.I. 2009. Exner equation: A continuum approximation of a discrete granular system. Water Resour. Res. 45(W09421)
- Coleman, S.E., Eling, B. 2000. Sand Wavelets in Laminar Open-Channel Flows, J. of Hydraulic Research, Vol. 38, 2000, No. 5, pp. 331-338
- Coleman, S.E., Nikora, V., Aberle, J. 2011. Interpretation of alluvial beds through bed-elevation distribution moments, Water Resour. Res. (47), W11505
- Colombini, M. 2004. Revisiting the linear theory of sand dune formation, J. Fluid Mech., vol. 502, pp. 1-16
- Costello, W.R. 1974. Development of Bed Configurations in coarse sand, Dept. Earth planet. Sci., MIT Rept. No. 74-1, 120 pp.
- Costello, W.R. Southard, J.B. 1981. Flume experiments on lower-flow-regime bed forms in coarse sands, J. sedim. Petrol. 51, 849-864
- Crickmore, M.J. 1970. Effect of flume width on bed form characteristics, J. Hydr. Div, ASCE, Vol. 96, No. HY2, Proc. Paper 7077, pp. 473-496
- Davies, T.R.H. 1982. Lower Flow Regime Bedforms: Rational Classification, J. Hydr. Div., Vol. 108 No.HY3
- Dinehart, R.L. 2002. Bedform movement recorded by sequential single-beam surveys in tidal rivers, J. of Hydrology, 258, 25-39
- Dittrich, A. 1998. Wechselwirkung Morphologie/Strömung naturnaher Fließgewässer. Mitt. des Instituts für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik, Univ. Karlsruhe (TH), Heft 198.
- Dorer, H. 1984. Ähnlichkeit bei flussbaulichen Modellen, BAW Mitteilungen Nr. 54
- Du Boys 1879. Études du Regime et l'Action Exercée par les Eaux sur un Lit à Fond de Gravier Indefiniment Affouilable, Annales de Ponts et Chaussées, Ser. 5, Vol. 18, pp. 141-195
- Duffy, G.P., Hughes-Clarke, J.E. 2005. Application of spatial cross correlation to detection of migration of submarine sand dunes, J. Geophys. Res., 110

- Dutter, R. 2002. Vorlesungsskriptum 'Statistik und Wahrscheinlichkeitstheorie für InformatikerInnen' (WS 2002), TU Wien, Institut für Statistik und Wahrscheinlichkeitstheorie, Wien, Österreich
- Einstein, H.A. 1950. The Bed-Load Function for Sediment Transportation in Open Channel Flows, Technical Bulletin 1026, U.S. Dept. of Agriculture Soil Conservation Service
- Einstein, H.A., Chien, N. 1954. Similarity of distorted river models with movable bed, Trans. Am. Soc. Civ. Eng., 121, 440–457, in dt. Übersetzung in der BAW: Ähnlichkeit verzerrter Flussmodelle mit beweglichem Bett
- Eltayeb, I.A., Hassan, M.H.A. 1981. On the non-linear evolution of sand dunes, Geophys. J. astr. Soc. 65, 31-45
- Engel, P., Lau, Y.L. 1980. Computation of bed load using bathymetric data, J. Hydr. Div. ASCE 106, 369-380
- Engelund, F., Fredsoe, J. 1982. Sediment Ripples and Dunes, Annu. Rev. Fluid Mech. 14, 13-37
- Engelund, F., Hansen, E. 1967. A monograph on sediment transport in alluvial streams, Teknisk Vorlag, Copenhagen
- Erkek, C. 1967. Beitrag zur Berechnung des Geschiebetriebes in offenen Gerinnen mit beweglicher Sohle unter besonderer Berücksichtigung der Flachlandflüsse, Mitt. Leichtweiss-Inst., TU Braunschweig, Heft 17
- Ertel, H. 1966. Kinematik und Dynamik formbeständig wandernder Transversaldünen, Monatsberichte d. dt. Akademie d. Wissens. Berlin, Band 8, Heft 10
- Ettmer, B., Aberle, J., Henning, M., Hentschel, B. 2009. Bed-load transport equation for sand bed rivers based on statistical parameters. 6th Symposium on River, Coastal and Estuary Morphodynamics. (RCEM 2009), Santa Fé, Argentina, Sept. 21st – 25th
- Exner, F.M. 1925. Über die Wechselwirkung zwischen Wasser und Geschiebe in Flüssen, Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, Abt. IIa, Band 134
- Flemming, B.W. 1988. Zur Klassifikation subaquatischer, strömungstransversaler Transportkörper, Bochumer Geologische und Geotechnische Arbeiten, 29, 44-47
- Fredsoe, J. 1975. The friction factor and height-length relations in flow over a dune covered bed, Inst. for Hydrodyn. and Hydr. Eng., Tech. Univ. of Denmark, Progress Report, No. 37, pp. 31-36
- Fredsoe, J. 1979. Unsteady flow in straight alluvial streams, Part 1: Modification of individual dunes, J. Fluid Mech. 91 (3) 497-512
- Fredsoe, J. 1982. Shape and dimensions of stationary dunes in rivers, J. Hydr. Div., ASCE 108 (HY8), 932-947
- Friedrich, H., Melville, B.W., Coleman, S.E., Clunie, T.M., Nikora, V. and Goring, D.G. 2006a. Three-dimensional properties of laboratory sand waves obtained from two-dimensional autocorrelation analysis, XXXII IAHR Congress, Venice, Italy, July

- Friedrich, H., Nikora, V., Melville, B.W. and Coleman, S.E. 2006b. Statistical interpretation of geometric differences in ripple and dune shape, Proceedings of XXXI International Association of Hydraulic Engineering and Research Congress (IAHR), Seoul, Korea, pp 396-404.
- Friedrich, H., Melville, B.W., Nikora, V. and Coleman, S.E. 2007. Flume Influence on Developing Dunes, 7th int. Conf. on Hydrosience and Engineering (ICHE-2006), Sep 10 - Sep 13, Philadelphia, PA, USA
- Friedrich H, Melville B, Gasset R. 2008. Model experiments. Influence of floods on sediment deposits in rivers equipped with groynes. Proc. Int. Conf. Fluvial Hydraulics River Flow 2008. Altınakar, Kokpinar, Gogus, Tayfur, Kumcu & Yildirim (eds): 1601-1609.
- Frings, R. 2007. From Gravel to Sand: Downstream fining of bed sediments in the lower river Rhine, Nederlandse Geografische Studies 368
- Frings, R., Kleinhans, M.G. 2008. Complex variations in sediment transport at three large river bifurcations during discharge waves in the river Rhine, Sedimentology, accepted
- Führböter, A. 1967. Zur Mechanik der Strömungsriffel, Mitteilungen des Franzius Instituts der TH Hannover, Heft 29
- Gaeuman, D., Jacobson, R.B. 2007. Field Assessment of Alternative Bed-load Transport Estimators, J. Hydraul. Eng. 133 (12), pp. 1319-1328
- Gabel, S.L. 1993. Geometry and kinematics of dunes during steady and unsteady flows in Calamus River, Nebraska, USA, Sedimentology 40, 237-269
- Gee, D. M. 1975. Bedform response to unsteady flows, J. Hydraulics Div., ASCE. 101, HY3, 437-449
- Gehrig W 1967. Über die Frage der naturähnlichen Nachbildung der Feststoffbewegung in Modellen, Mitt. d. Franzius Instituts der TH Hannover, Heft Nr. 29
- Godding, R., Hentschel, B. and Kauppert, C. 2003. Videometrie im wasserbaulichen Versuchswesen, Wasserwirtschaft 4/2003, S. 36-40
- Gomez, B. 1994. Effects of particle shape and mobility on stable armor development, Water Resour. Res. 30, pp. 2229-2239
- Gomez, B., Naff, R.L., Hubbell, D.W. 1989. Temporal variations in bedload transport rates associated with the migration of bed forms, Earth Surf. Processes Landforms 14, 135-156
- Gomez, B., Phillips, J.D. 1999. Deterministic uncertainty in bed load transport, J. Hydraul. Eng., 125, 305-308
- Gomez, B., Troutman, B.M. 1997. Evaluation of process errors in bed load sampling using a dune model, Water Resour. Res. 33, 2387-2398
- Grinvald, D.I., and V.I. Nikora, 1988, River Turbulence. Hydrometeoizdat, Leningrad (in Russian).

- Gyr, A., Müller, A. 1996. The Role of Coherent Structures in Developing Bedforms During Sediment Transport, Coherent Flow Structures in Open Channels, Ashworth, P.J., Bennett, S.J., Best, J.L., McLelland, S.J. (eds.), 1996 John Wiley & Sons Ltd.
- Haber, B. 2012. Physikalische Modellversuche zu Austauschprozessen zwischen Hauptströmung und der Bühnenfeldströmung von Kerbbuhnen. Diplomarbeit angefertigt an der Bundesanstalt für Wasserbau. Karlsruher Institut für Technologie (KIT), Fakultät für Bauingenieur-, Geo- und Umweltwissenschaften
- Haque, M.I., Mahmood, K. 1985. Geometry of Ripples and Dunes, J. Hydr. Eng., Vol. 3, No. 1, 48-63
- Henning, M., Hentschel, B. & Dettmann, T. 2007. Evaluation of River Bed Geometry under Nautical Aspects by Application of a 2D-HN-Routing-Program. Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., E-7 (401)
- Henning, M., Hentschel, B., Hüsener, T. 2008. Determination of channel morphology and flow features in laboratory models using 3D-photogrammetry, Proc. Riverflow 2008
- Henning, M., Hentschel, B., Hüsener, T. 2009. Photogrammetric System for Measurement of Dune Movement, Proc. Proc. 33rd IAHR Congress, Vancouver, Canada
- Henning, M., Aberle, J. & Coleman, S. 2010. Analysis of 3D-bed form migration rates. Proc. Int. Conf. on Fluvial Hydraulics River Flow 2010, 8-10 September 2010, Braunschweig, Germany. Edited by A. Dittrich, Ka. Koll, J. Aberle & P. Geisenhainer, BAW, pp. 879-885.
- Henning, M., Hentschel, B. subm. Sedimentation and Flow Patterns Induced by Regular and Modified Groyne on Elbe River, Germany, Ecohydrology, submitted
- Hentschel, B. 2007. Hydraulische Modelle mit beweglicher Sohle, Mitteilungsheft Nr. 90, Bundesanstalt für Wasserbau
- Hino, M. 1968. Equilibrium spectra of sand waves forming by running water, J. Fluid Mech., 34, 565-573
- Hjulström, F. 1935. Studies of the morphological activities of rivers as illustrated by the River Fyris, Bulletin of the Geological Institution of the Univ. of Upsala
- Ho, P-Y 1939. Abhängigkeit der Geschiebebewegung von der Kornform und der Temperatur, Mitt. der Preuss. Versuchsanstalt für Wasser-und Schiffbau, Heft 37
- Hu, C., Hui, Y. 1996a. Bed-load transport. I: Mechanical Characteristics, J. of Hydraulic Engineering, Vol. 122 (5), pp. 245-254
- Hu, C., Hui, Y. 1996b. Bed-load transport. II: Stochastic Characteristics, J. of Hydraulic Engineering, Vol. 122 (5), pp. 255-261
- Hubbell, D.W., Al-Sheik Ali, K. 1961. Qualitative effects of temperature on flow phenomena in alluvial streams, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 424-D, Art. 301, D21-D23
- Hughes, S.A. 1993. Physical Models and Laboratory Techniques in Coastal Engineering, World Scientific, Singapore, New Jersey, London, Hong Kong

- Hunziker, R.P., Jäggi, M.N.R. 2002. Grain Sorting Processes, J. of Hydraulic Engineering, ASCE, December 2002, pp. 1060-1068
- Ikeda, H. 1983. Experiments on bedload transport, bed forms, and sedimentary structures using fine gravel in the 4-meter-wide flume, Envir. Res. Ctr. Papers, No. 2, University of Tsukuba, Japan
- Jäggi, M. 1983. Alternierende Kiesbänke, Mitteilung Nr. 62 der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich
- Jain, S.C., Kennedy, J.F. 1971. The Growth of Sand Waves, Stochastic Hydraulics, Univ. of Pittsburgh, pp 449-471
- Jain, S.C., Kennedy, J.F. 1974. The Spectral Evolution of Sedimentary Bed Forms, J. of Fluid Mechanics, 1974, Vol. 63, part 2, pp 301-314
- Jensen, P.D. 1973. Dune Formation under non-steady conditions, Proc. 15th. Int. Ass. Hydr. Res. Congr. 1, 173-179
- Jerolmack, D.J., Mohrig, D. 2005. A unified model for subaqueous bed form dynamics, Water Resour. Res., 41, W12421
- Jonys, C.K. 1973. An experimental study of bed form mechanics, PhD thesis, University of Alberta, Edmonton, Canada.
- Julien, P.Y. 1995. Erosion and Sedimentation, Cambridge University Press 1995, ISBN 0-521-44237-0
- Julien, P.Y., Klaassen, G.J. 1995. Sand-Dune Geometry of Large Rivers During Floods, J. of Hydraulic Engineering, ASCE, pp 657-663, Sept. 1995
- Julien, P.Y., Klaassen, G. J., Ten Brinke, W. B. M., and Wilbers, A. W. E. 2002. Case study: Bed resistance of Rhine River during 1998 flood, J. Hydr. Eng. HY 12, 2002, pp.1042-1050
- Julien, P.Y., Anthony, D.J. 2002. Bed Load Motion and Grain Sorting in Meandering Streams. J. Hydraul. Res., Vol. 40, 2002, No. 2, 125-133
- Kalinske, A.A. 1947. Movement of Sediment as Bed-Load in Rivers, Trans. Am. Geophys. Union, Vol. 28, no. 4
- Karim, F. 1995. Bed Configurations and hydraulic resistance in alluvial channel flows, J. Hydr. Eng. 121 (1), 15-25, ASCE
- Karim, M.F. and Kennedy, J.F. 1981. Computer-based predictors for sediment discharge and friction factor of alluvial streams, IIHR Report, No.242, Univ. of Iowa, Iowa City, Iowa, 1981.
- Karim, F. 1999. Bed-form geometry in sand-bed flows, J. of Hydraulic Engineering, Vol. 125 (12), pp. 1253-1261
- Kennedy, J.F. 1969. The formation of sediment ripples, dunes and antidunes, Annu. Rev. Fluid Mech. 1. 147-168

- Kiesling-Möller, J. 1992. Lateral sediment transport by bed forms in a meander bend. *Earth Surf. Proc. Land.*, 17, 501-513.
- Kleinhans, M.G., Ten Brinke, W.B.M. 2001. Accuracy of cross channel sampled sediment transport in large sand-gravel-bed-rivers, *J. Hydraul. Eng.*, 127, 258-269
- Kleinhans, M.G., Wilbers, A.W.E., De Swaaf, A., Van Den Berg, J.H. 2002. Sediment Supply-Limited Bedforms in Sand-Gravel Bed Rivers, *J. of Sedimentary Research*, Vol. 72, No. 5, September 2002, pp. 629-640
- Knaapen, M.A.F., Hulscher, S.J.M.H., De Vriend, H.J., Van Arden, A. 2001. Height and Wavelength of Alternate Bars in Rivers: Modelling vs. Laboratory Experiments, *J. of Hydraulic Research*, Vol. 39, 2001, No. 2
- Kobus, H. 1984. *Wasserbauliches Versuchswesen*, DVWK Schriften 39, Kommissionsvertrieb Paul Parey, Hamburg und Berlin
- Koll, Kl., Ettmer, B., Aberle, J., Hentschel, B. 2007. Statistical Analysis of Bed Surfaces in Sand Bed Rivers, *Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.*, E-7 (401)
- Kostaschuk, R.A., Ilersich, S.S. 1995. Dune geometry and sediment transport: Fraser River, BC (British Columbia, Canada), In: *River Geomorphology*, E.J. Hickin (ed.), John Wiley & Sons, Chichester, UK, pp. 19-36
- Krouzecky N. 2008. Testing of alternative shapes and alignments of groynes. *Proc. Int. Conf. Fluvial Hydraulics River Flow 2008*. Altınakar, Kökpınar, Gogus, Tayfur, Kumcu, Yıldırım (eds.): 911-918.
- Kühlborn, J. 1993. *Wachstum und Wanderung von Sedimentriffeln*, Technische Berichte über Ingenieurhydraulik und Hydraulik, Dissertation, Institut für Wasserbau, TH Darmstadt
- Kuhnle, R.A., Horton, J.K., Benett, S.J. , and Best, J.L. 2006. Bed forms in bimodal sand-gravel sediments: laboratory and field analysis, *Sedimentology*, Volume 53 (3), pp 631-654, June 2006
- Lanzoni, S. 2000a. Experiments on Free and Forced Bar Formation in a Straight Flume. 1. Uniform Sediment, *Water Resources Research*, Vol. 36, No. 11, pp. 3337-3349, Nov. 2000
- Lanzoni, S. 2000b. Experiments on Free and Forced Bar Formation in a Straight Flume. 2. Graded Sediment, *Water Resources Research*, Vol. 36, No. 11, pp. 3337-3349, Nov. 2000
- Lee, H.Y. Chen, Y.H., You, J.Y., Lin, Y.T. 2000. Investigations of continuous bed load saltating process, *J. of Hydraulic Engineering*, Vol. 126 (9), pp. 691-700
- Levey, R.A., Kjellev, B., Getzen, R.T. 1980. Comparison of bed form variance spectra within a meander bend during flood and average discharge, *J. Sediment. Petrol.*, 50, 149-155
- Luckner, T., Dallwig, H.-J., Zanke, U. 2003. Zum Bewegungsbeginn von Sedimenten, *Wasser & Boden*, 55/1+2, 62-66

- Luhmann, T. 2003. Nahbereichsphotogrammetrie. Grundlagen, Methoden und Anwendungen. Verlag Wichmann
- LWI 2006. Auswertung sedimentologischer Daten der Oder, Bericht Nr. 930, Leichtweiß-Institut für Wasserbau, TU Braunschweig, im Auftrag der BAW
- LWI 2008. Weiterführende Auswertung sedimentologischer Daten der Oder, Bericht Nr. 959, Leichtweiß-Institut für Wasserbau, TU Braunschweig, im Auftrag der BAW
- LWI 2010. Weiterführende Auswertung sedimentologischer Daten der Oder – Zeitmaßstäbe des hydraulischen Modells, Bericht Nr. 992, Leichtweiß-Institut für Wasserbau, TU Braunschweig, im Auftrag der BAW
- Maddux, T.B., McLean, S.R., Nelson, J.M. 2003a. Turbulent Flow over three-dimensional dunes, Pt. 1, Free surface and flow response, J. Geophys. Res., 108 (F1), doi:10.1029/2003JF000017
- Maddux, T.B., McLean, S.R., Nelson, J.M. 2003b. Turbulent flow over three-dimensional dunes: Pt. 2. Fluid and bed stresses, J. Geophys. Res., 108(F1), doi:10.1029/2003JF000018
- Mahmood, K. 1985. Analysis of multi-channel bed profiles: Missouri River, near Omaha, July 27 1982, MRD Sediment Series No. 36, U.S. Army Engineer Division, Omaha, NE
- Mahmood, K., Dorough, W.G., Haque, M.I. 1988. Measurement of Bed Load Through Sequential Profiles, Mechanics of Alluvial Channels, Water Resources Publications, Littleton, CO
- McElroy, B., Mohrig, D. 2009. Nature of deformation of sandy bed forms, J. Geophys. Res., 114, F00A04, doi:10.1029/2008JF001220.
- Mehrdad, M.H. 1989. Bedforms - their measurement, analysis and application, PhD. Thesis Washington University, Washington, D.C, U.S.A., 1989
- Mertens, W. 1995. Zur Wahl geeigneter Sedimenttransport-Formeln, Wasserwirtschaft 85 (10), pp 486-490
- Meyer-Peter, E., Müller, R. 1948. Formulas for Bed-Load Transport., 2. Tagung IVWBV (IAHR), Stockholm
- Mohrig, D., Smith, J.D. 1996. Predicting migration rates of subaqueous dunes, Water Resour. Res., 10, 3207-3217
- Nakagawa, H. Tsujimoto, T. 1980. Sand bed instability due to bed load motion, J. Hydr. Div., ASCE 106, HY12, 2029-2051
- Nasner, H. 1974. Über das Verhalten von Transportkörpern im Tidegebiet, Mitt. d. Franzius Inst. f. Grund- u. Wasserbau d. TU Hannover, 40, 1-149
- Nasner, H. 1978. Time Lag of Dunes for Unsteady Flow Conditions, Proc. 15th Coastal Engineering Conf.

- Nezu & Nakagawa 1991. Turbulent structures over dunes and its role on suspended sediments in steady and unsteady open –channel flows, Int. Symp. Trans. Suspended Sed. And Its Mathematical Modelling, Florence, Italy, Sept. 2-5, 1991
- Niesler 2008. Bericht zu den Testmessungen zur Sohlengeschwindigkeit in der Oder bei Niedrigwasser, Messungen vom September 2008, Ingenieurbüro Schmid, unveröffentlicht im Archiv der Bundesanstalt für Wasserbau
- Nikora, V.I. 1983. Sand wave spectra in a translational flow, Met. Hydrol. 5, 92-102 (in Russian).
- Nikora, V.I., Hicks, D.M. 1997. Scaling Relationship for Sand Wave Development in Unidirectional Flow, J. of Hydraulic Engineering, December 1997, pp. 1152-1156
- Nikora, V.I., Rowinski, P.M. 2002. Sand waves in alluvial channels - random field approach, 5th International Conference on Hydro-Science and Engineering, Warsaw, Poland
- Nikora, V.I., Sukhodolov, A. N., Rowinski, P. M. 1997. Statistical Sand Wave Dynamics in One-Directional Water Flows, J. of Fluid Mechanics, 1997, Vol. 351, pp 17-39
- Nino, Y., Atala, A., Barahona, M., Aracena, D. 2002. Discrete Particle Model for Analyzing Bedform Development, J. of Hydraulic Engineering, ASCE, April 2002, pp. 381-389
- Nitttrouer, J.A., Allison, M.A., Campanella, R. 2008. Bedform transport rates for the lowermost Mississippi River, J. Geophys. Res., 113, F03004, doi:10.1029/2007JF000795.
- Nordin, C.F., Jr. 1971. Statistical properties of dune profiles, US Geological Survey Professional Paper 562-F
- Nordin, C.F., Algert, J.H. 1966. Spectral Analysis of Sand Bed Waves, J. Hydraul. Div., Proc. ASCE, HY5
- Novak, P., Guinot, V., Jeffrey, A., Reeve, D.E. 2010. Hydraulic Modelling – an Introduction. Spon Press, London and New York.
- O'Laughlin, E.M., Squarer, D. 1967. Areal Variations of bed-form characteristics in meandering streams, Internat. Assoc. Hydr. Res. Cong., 12th, Fort Collins, Colo., Sept. 11-14, Proc., v. 2, pp. 118-127
- Parker, G., Klingeman, P.C. 1982. On why gravel bed streams are paved, Water Resour. Res., Vol. 18, No. 5, pp. 1409-1423
- Parsons, D.R., Best, J.L., Orfeo, O., Hardy, R.J., Kostaschuk, R., Lane, S.N. 2005. Morphology and flow fields of three-dimensional dunes, Rio Parana, Argentina, Results from simultaneous multibeam echo sounding and acoustic Doppler current profiler, J. of Geophysical Research, Vol. 110, F04S03, 2005
- Pender, G., Hoey, T.B., Fuller, C., McEwan, I.K. 2001. Selective Bedload Transport During the Degradation of a well Sorted Sediment Bed, J. of Hydraulic Research Vol. 39, No. 3 (2001), pp. 269-277
- Prent, M.T.H., Hickin, E.J. 2001. Annual regime of bedforms, roughness and flow resistance, Lillooet River, British Columbia, BC, Geomorphology 41 (2001) 369-390

- Promny, M. 2004. Modellversuch zum Transportverhalten von gerundetem und gebrochenem Geschiebematerial, Wasserwirtschaft 7-8/2004, pp. 47-49
- Pyrce, R.S., Ashmore, P.E. 2003. Particle path length distributions in meandering gravel-bed streams: Results from physical models, Earth Surf. Process. Landf. 28: 951-66
- Ramette, M. 1977. Modélisation du transport solide, XVII IAHR Kongress, Baden-Baden
- Raudkivi, A.J. 1983. Thoughts on Ripples and Dunes, J. Hydr. Res., 21 (4), pp. 315-321
- Reynolds, A.J. 1976. A decade's investigation of the stability of erodible stream beds, Nord. Hydrol., 7: 161-80
- Richter, K. 2011. Physikalische Modellversuche zur Auswirkung von Kerbbuhnen auf die Morphologie und den Geschiebetransport des Flussschlauchs. Diplomarbeit angefertigt an der Bundesanstalt für Wasserbau. Fachbereich Wasserbau und Wasserwirtschaft, TU Kaiserslautern.
- Rieck, A. 2008. Vergleichende Untersuchungen zur Gewässervermessung auf der Elbe, Diplomarbeit, Hochsch. für Techn. und Wirtschaft Dresden (FH), Dresden
- Robert, A. 1988. Statistical Properties of Sediment Bed Profiles in Alluvial Channels, Mathematical Geology 20 (3)
- Robert, A., Richards, K.S. 1988. On the modelling of sand bed forms using the semivariogram. Earth Surf. Landf., 13, 249-473.
- Rubin, D.M., Topping, D.J. 2001. Quantifying the relative importance of flow regulation and grain size regulation of suspended sediment transport (α) and tracking changes in grain size of bed sediment (β), Water Resources Res. Vol. 37, No. 1, pp 133–146
- Schmid, R., Niesler, H. 2005. Praktischer Einsatz des ADCP – Von der punktuellen bis zur großflächigen Geschwindigkeitsaufnahme. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung Nr. 12.05, 145-152
- Schoklitsch, A. 1934. Der Geschiebetrieb und Geschiebefracht, Wasserkraft und Wasserwirtschaft, Bd.29, Heft 4
- Shen, H.W., Cheong, H.F. 1977. Statistical Properties of Sediment Bed Profiles, J. Hydr. Div., ASCE 103 (HY11), 1303-1321
- Shen, H.W. 1990. Introductory Remarks for the NATO Workshop on Movable Bed Physical Models., In Movable Bed Physical Models (SHEN H. W. (ed.)). NATO ASI Series C, Mathematical and Physical Sciences, Vol. 312. Kluwer Academic, Dordrecht, The Netherlands, 1990, pp. 1 - 12.
- Shields, A. 1936. Anwendung der Ähnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung, Mitteilung der preuss. Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau
- Simons, D.B., Richardson, E.V. 1966. Resistance to Flow in Alluvial Channels, U.S. Geological Survey, Professional Paper 422-J

- Simons, D.B., Richardson, E.V., Haushild, W.L. 1962. Depth-Discharge Relations in Alluvial Channels, J. Hydr. Div., ASCE, Vol. 88, No. HY5, Proc. Paper 3263, pp. 57-72
- Simons, D.B., Richardson, E.V., Nordin, C.F. 1965a. Unsteady movement of ripples and dunes related to bedload transport, Proceedings of IAHR Congress, Leningrad, USSR, Vol. 3.29, pp. 1-8
- Simons, D.B., Richardson, E.V., Nordin, C.F. 1965b. Bedload Equations for Ripples and Dunes, Geol. Survey Professional Paper 462-H
- Smart, G.M., Aberle, J., Duncan, M., and Walsh, J. 2004. Measurement and analysis of alluvial bed roughness, J. of Hydraulic Research, 42(3), 227-237
- Smith, B.T., Ettema, R. 1995. Ice-Cover influence on flow and bed load transport in dune bed channels, IIHR Technical Report No. 374, Iowa Institute of hydr. Res.
- Smith, D.A., Cheung, K.F. 2004. Initiation of Calcareous Sand, J. of Hydraulic Engineering, ASCE, May 2004, pp. 467-472
- Southard, J.B. 1971. Representation of bed configurations in depths-velocity-size diagrams, J. Sediment. Petrol., 41: 903-915
- Southard, J.B., Boguchwal, L.A. 1990. Bed form configurations in steady unidirectional water flow pt. 2, Synthesis of Flume data, J. Sed. Petrol., 60, 658-679
- Squarer, D. 1968a. An Analysis of the Relationship Between Flow Conditions and Statistical Measures of Bed Configurations in Straight and Curved Alluvial Channels, Ph.D. Thesis, The University of Iowa, Iowa City, Iowa
- Stein, R.A. 1965. Laboratory study of total load and apparent bed load, J. Geophys., Res., 70: 1831-1842
- Stückrath, T. 1969. Die Bewegung von Großriffeln an der Sohle des Rio Parana, Mitt. D. Franzius Inst. F. Grund- u. Wasserbau d. TU Hannover, 32, 267-293
- Sukhodolov A, Uijttewaai WSJ, Engelhardt C. 2002. On the Correspondence Between Morphological and Hydrodynamical Patterns of Groyne Fields. Earth Surf. Process. Landforms 27: 289-305.
- Tang, X., Knight, D.W. 2006. Sediment Transport in River Models with Overbank Flows, J. of Hydraulic Engineering, ASCE, January 2006, 77
- Ten Brinke, W.B.M., Wilbers, A.W.E., Wesseling, C. 1999. Dune growth, decay and migration rates during a large-magnitude flood at a sand and mixed sand-gravel bed in the Dutch Rhine river system, In: Fluvial Sedimentology VI. Edited by N.D. Smith and J. Rogers. Int. Ass. Of Sedimentologists, Spec. Publ. 28, pp. 15-32
- Ten Brinke W.B.M., Schulze, F., Van Der Veer, P. 2004. Sand exchange between groyne-field beaches and the navigation channel of the Dutch Rhine: The impact of navigation versus river flow. River Res. and Applic. 20: 899-928.

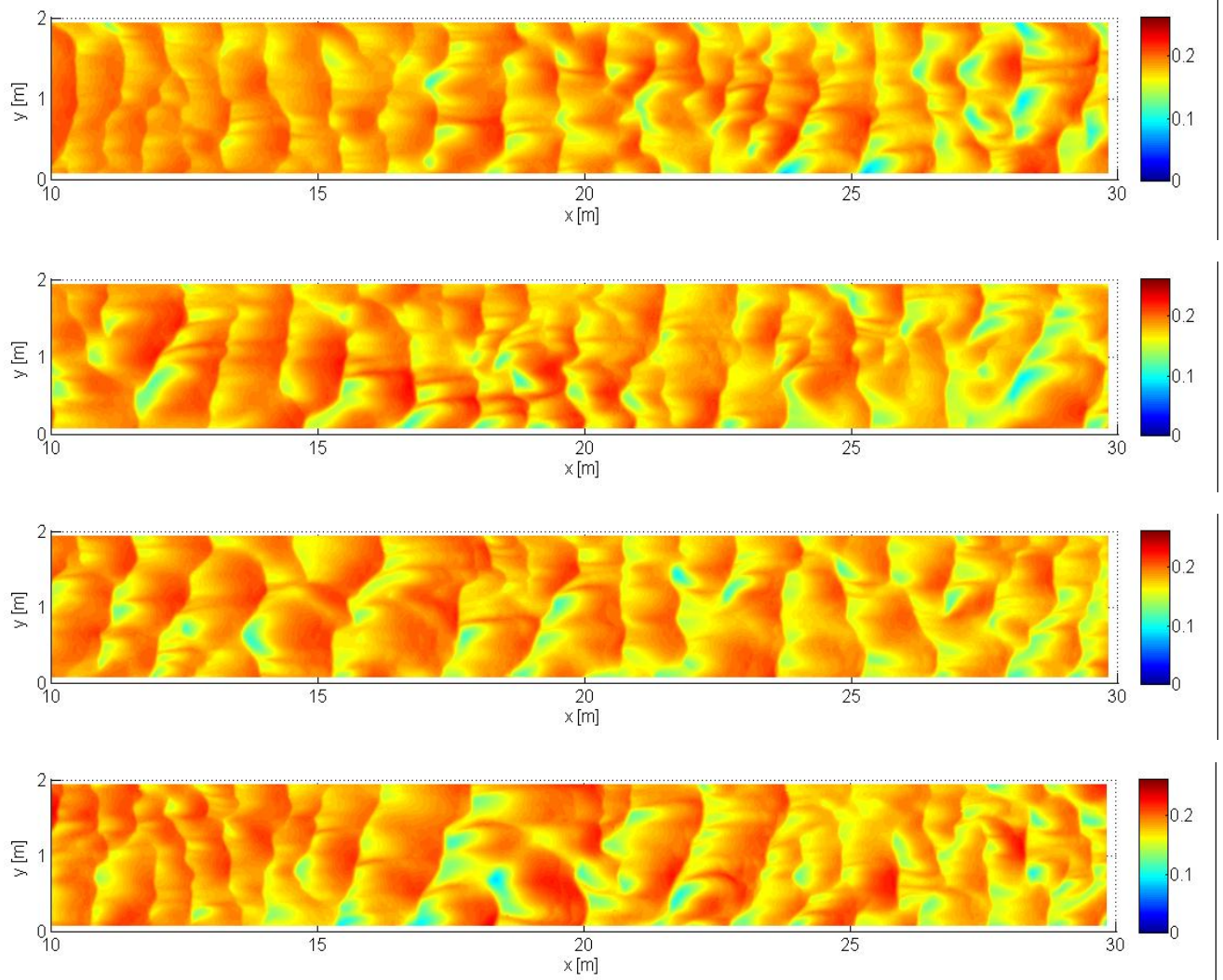
- Thorne, C.R., Abt, S.R. 1993. Velocity and scour prediction in river bends. Contract Rep. HL-93-1, US Army Engineers, Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi, USA.
- Topping, D.J., Rubin D.M., Schmidt, J.C. 2005. Regulation of sand transport in the Colorado River by changes in the surface grain size of eddy sandbars over multi-year time-scales, *Sedimentology*, Volume 52, Number 5, October 2005, pp. 1133-1153(21)
- Tuijnder, A.P., Ribberink, J., Hulscher, S. 2009. An experimental study into the geometry of supply limited dunes, *Sedimentology*, 56: 1713–1727. doi: 10.1111/j.1365-3091.2009.01054.x
- Tuijnder, A.P. 2010. Sand in short supply: modelling of bedforms, roughness and sediment transport in rivers under supply-limited conditions. PhD Thesis. University of Twente, The Netherlands, <http://doc.utwente.nl/70530/>
- Van den Berg, J.H. 1987. Bedform migration and bedload transport in some rivers and tidal environments, *Sedimentology* 34, 681-698
- Van der Zwaard, J.J. 1974. Roughness aspects of sand transport over a fixed bed. Publication No. 118, Delft Hydraulics Lab., The Netherlands
- Van Rijn, L.C. 1982. The prediction of bed forms and alluvial roughness., *Euromech. Conference Sediment Transport*, Istanbul, Turkey.
- Van Rijn, L.C. 1984. Sediment Transport, Part III: Bed forms and alluvial roughness., *J. Hydr. Eng.*, 110 (12), p. 1733-1755.
- Van Rijn, L.C. 1989. Handbook Sediment Transport by Currents and Waves, Report H461, Delft Hydraulics, Delft, Niederlande
- Vanoni, V.A. 1977/2006. Sedimentation Engineering, ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice, No. 54, New York 10017
- Venditti, J.G., Church, M., Benett, S.J. 2005a. On the transition between 2D and 3D dunes, *Sedimentology* 52, 1343-1359, 2005
- Venditti, J.G., Church, M., Benett, S.J. 2005b. Morphodynamics of small-scale superimposed sand waves over migrating dune bed forms. *Water Resour. Res.* 41, W10423
- Villard, P.V., Church, M. 2005. Bar and dune development during a freshet: Fraser River Estuary, British Columbia, Canada, *Sedimentology* 52:4, 737–756
- Vionnet, C., Marti, C., Amsler, M., Rodriguez, L. 1998. The use of relative celerities of bedforms to compute sediment transport in Parana River, *Modelling Soil Erosion, Sediment Transport and Closely Related Hydrological Processes*, IAHS Publ., 249, 399-406
- Vuskovic, M., Sijiang, D. 2005. Spectral Moments for Extraction from Temporal Signals. *Int. J. Information Technology*, Vol. 11, No. 10, 112-122

- Wang, Z., Dittrich, A. 1992. A Study on Problems in Suspended Sediment Transportation, 2nd Int. Conf. on Hydr. and Environmental Modelling of Coastal, Estuarine and River Waters, Falconer, R.A., Chandler-Wilde, S.N., Liu, S.Q., (eds.), Univ. of Bradford, UK
- Wang, Z., Dittrich, A. 1999. Effect of Shape on Incipient Motion of Sediment Particles, Int. J. Sediment Res., Vol. 14, No. 2
- Whiting, P.J., Dietrich, W.E. 1993. Constraints on bar migration through bends: implications for meander wavelength selection, Water Resour. Res. 29: 1091-102
- Wiberg, P.A., Smith, J.D. 1987. Calculation of the Critical Shear Stress for Motion of Uniform and Heterogeneous Sediments, Water Resources Res., 23, 1471-1480
- Wiberg, P.L. 1987. Mechanics of Bedload Sediment Transport, PhD Thesis, 132 pp. Univ. of Washington, Seattle
- Wijbenga, J.H.A. 1990. Flow Resistance and Bedform Dimensions for Varying Flow Conditions; a Literature Review, Q785, Delft Hydraulics, Delft, Niederlande
- Wijbenga, J.H.A., Klaasen, G.J. 1983. Changes in bedform dimensions under unsteady flow conditions in a straight flume, In: Modern and ancient fluvial systems, .D. Collins, J. Lewin (eds.), Spec. Publs int. Ass. Sediment 6. 49-58, Blackwell Scientific Publ., Oxford
- Wilbers, A. 2004. The development and hydraulic roughness of subaqueous dunes, PhD thesis, Faculty of Geosciences, Utrecht University, Utrecht, Niederlande
- Wilbers, A., Ten Brinke, W.B.M. 2003. The response of subaqueous dunes to floods in sand and gravel bed reaches of the Dutch Rhine, Sedimentology 50, 1013-1034
- Williams, G.P. 1970. Flume widths and water depths effects in some sediment transport experiments, Prof. Pap. U.S. geol. Surv. 562-H, 37 pp.
- Willis, J.C., Kennedy, J. F. 1977. Sediment discharge of alluvial streams calculated from bed forms, State University of Iowa, Iowa Institute of Hydraulic Res., Rep. No. 202, pp. 119
- Wormleaton, P.R., Hey, R.D., Sellin, R.H.J., Bryant, T., Loveless, J.H., Catmur, S.E. 2005: Behaviour of meandering overbank channels with graded sand beds, J. of Hydraulic Engineering, pp. 665-681
- Yalin, M.S. 1959. Über die Ähnlichkeit der Geschiebebewegung bei Modellversuchen, Die Bautechnik, Heft 3, 1959
- Yalin, M.S. 1971. Theory of Hydraulic Models. The Macmillan Press LTD, London and Basingstoke.
- Yalin, M.S. 1972a. Mechanics of Sediment Transport, Pergamon Press Ltd., 1972
- Yalin, M.S. 1972b. On the geometrically similar reproduction of dunes in a tidal model with movable bed, Proceedings, XIIIth international Conference on Coastal Engineering, Vancouver

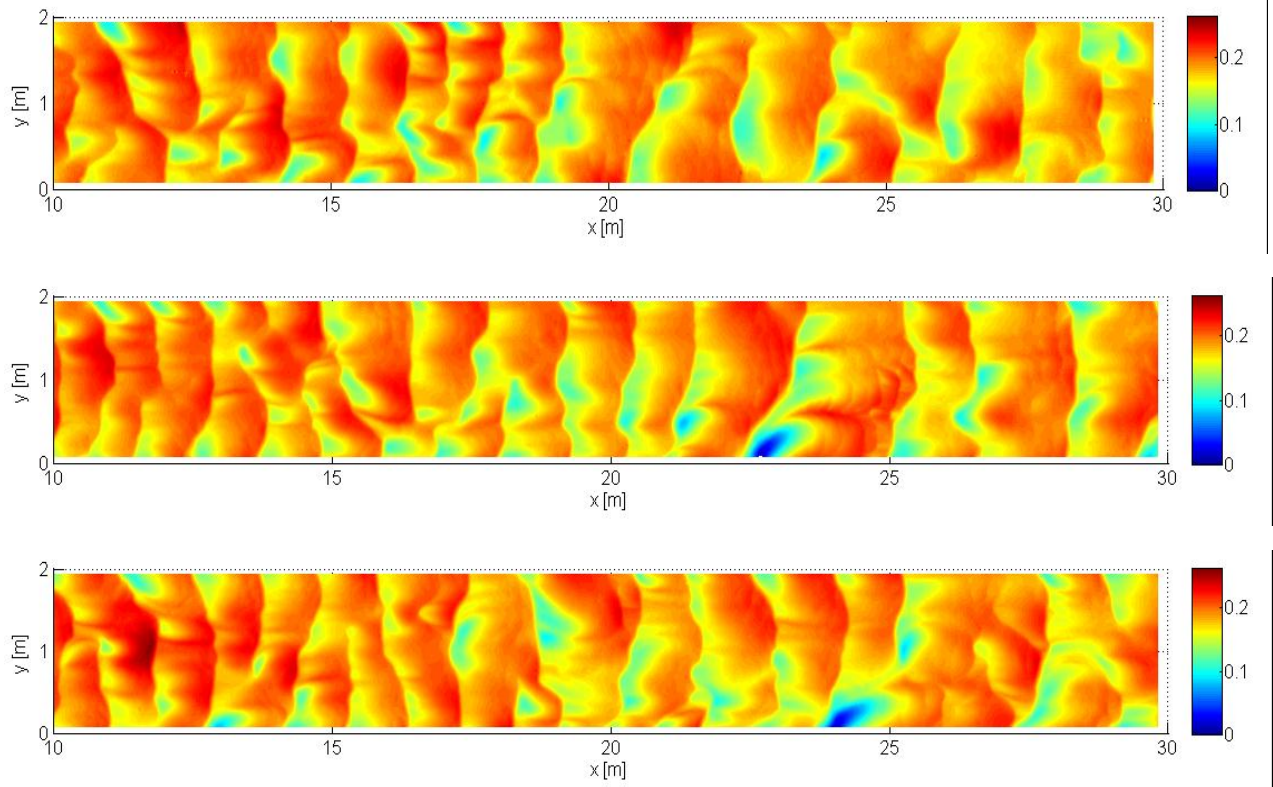
- Yalin, M.S., Kibbee, M.S. 1990. Physical Modelling of Sediment Transporting Flows., In Movable Bed Physical Models (SHEN H. W. (ed.)). NATO ASI Series C, Mathematical and Physical Sciences, Vol. 312. Kluwer Academic, Dordrecht, The Netherlands, 1990, pp. 13 - 22.
- Yalin, M.S. 1992. River Mechanics, Pergamon Press Ltd.
- Yalin, M.S., Karahan, E. 1979. Steepness of sedimentary dunes, J. Hydr. Div., ASCE 105 (HY4), 381-392
- Yalin, M.S., Scheuerlein 1988. Friction Factors in alluvial Rivers, Bericht Nr. 59 der VAO München/Obernach
- Yen, C. Chang, S., Lee, H. 1992. Aggradation - Degradation Processes in Alluvial Channels, J. Hydr. Eng. (ASCE), Vol. 118, No. 12, pp. 1651-1699
- Yossef, M.F.M., de Vriend, H.J. 2010. Sediment exchange between a river and its groyne fields. J. Hydraul. Eng. 136(9): 610-624.
- Zanke, U. 1976. Über die Naturähnlichkeit von Geschiebeversuchen bei einer Gewässer-sole mit Transportkörpern, Mitteilungen des Franzius Instituts 44, Universität Hannover 1976.
- Zanke, U. 1982. Grundlagen der Sedimentbewegung, Springer Verlag
- Zanke, U. 1990. Der Beginn der Sedimentbewegung als Wahrscheinlichkeitsproblem, Wasser+Boden, 42. Jahrgang Heft 1
- Zanke, U. 2001. On the Physics of Flow-driven Sediments (Bed-Load), Int. J. Sediment Res., 2001 Vol.16 No.1 P.1-18
- Zarn, B. 1997. Einfluss der Flussbettbreite auf die Wechselwirkung zwischen Abfluss, Morphologie und Geschiebetransportkapazität, Mitteilung Nr. 154 der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich
- Zhang, Y. 1999. Bed form geometry and friction factor of flow over a bed covered by dunes, University of Windsor, Ontario, Canada

Anhang

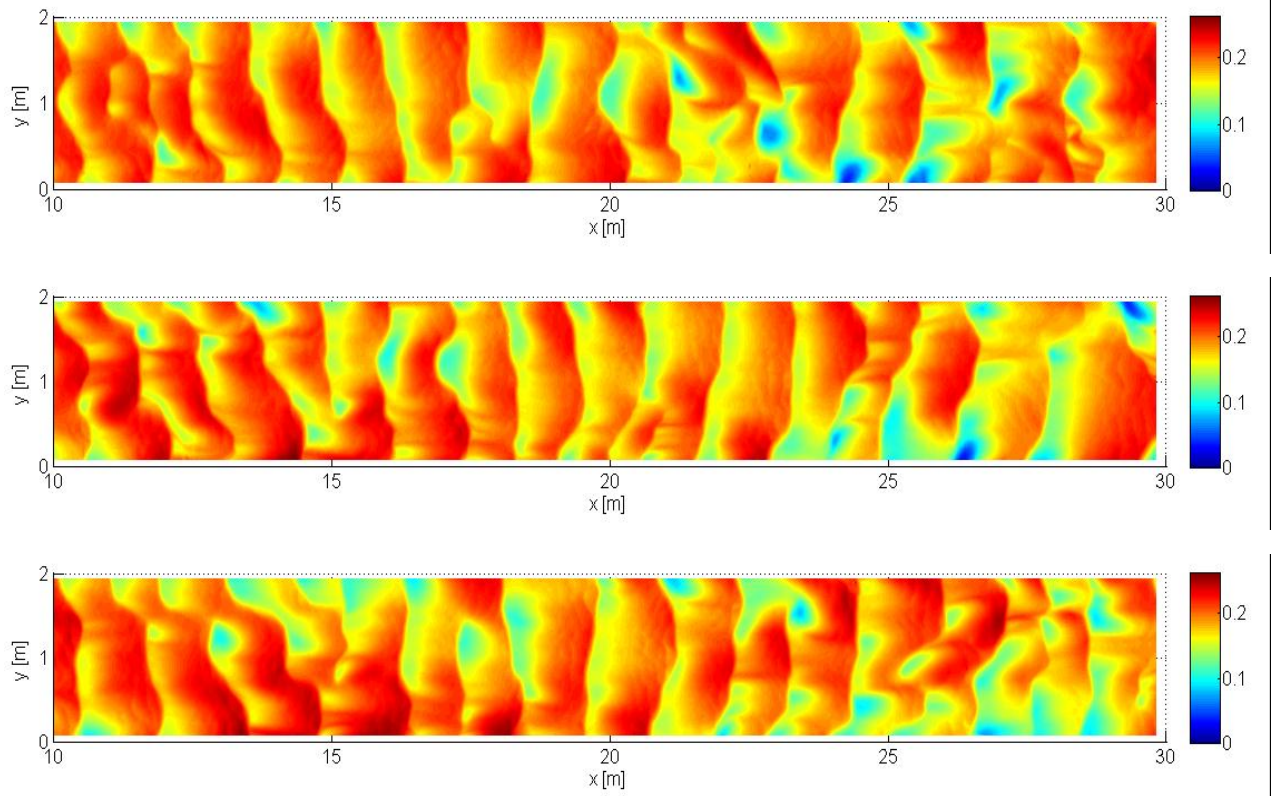
Anhang 1: Darstellung der Sohlen der Sanddünenversuche



Anhang 1-1: Darstellung der Sohlen der Sanddünenversuche der Versuche W1T1, W1T2, W1T3 und W1T4 (von oben nach unten), Farbskala in [m]

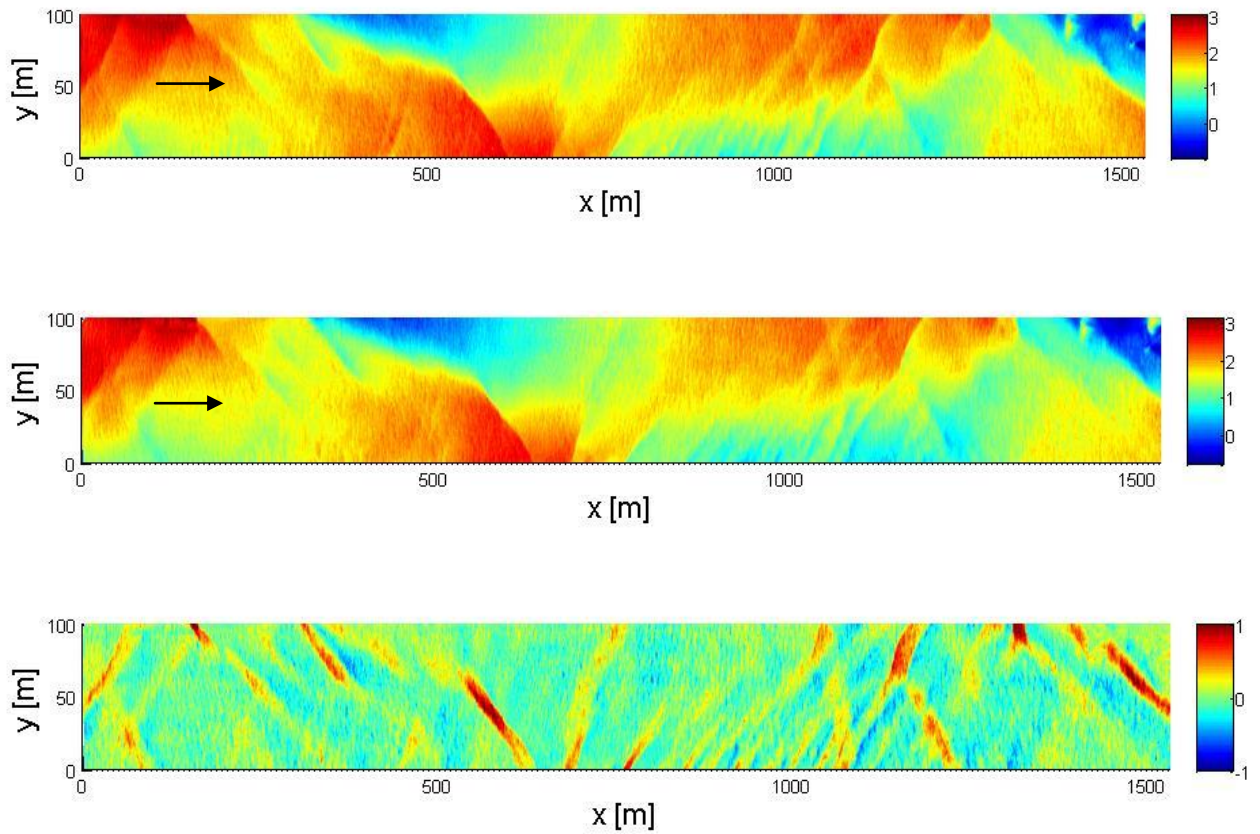


Anhang 1-2: Darstellung der Sohlen der Sanddünenversuche der Versuche W2T1, W2T2 und W2T3 (von oben nach unten), Farbskala in [m]

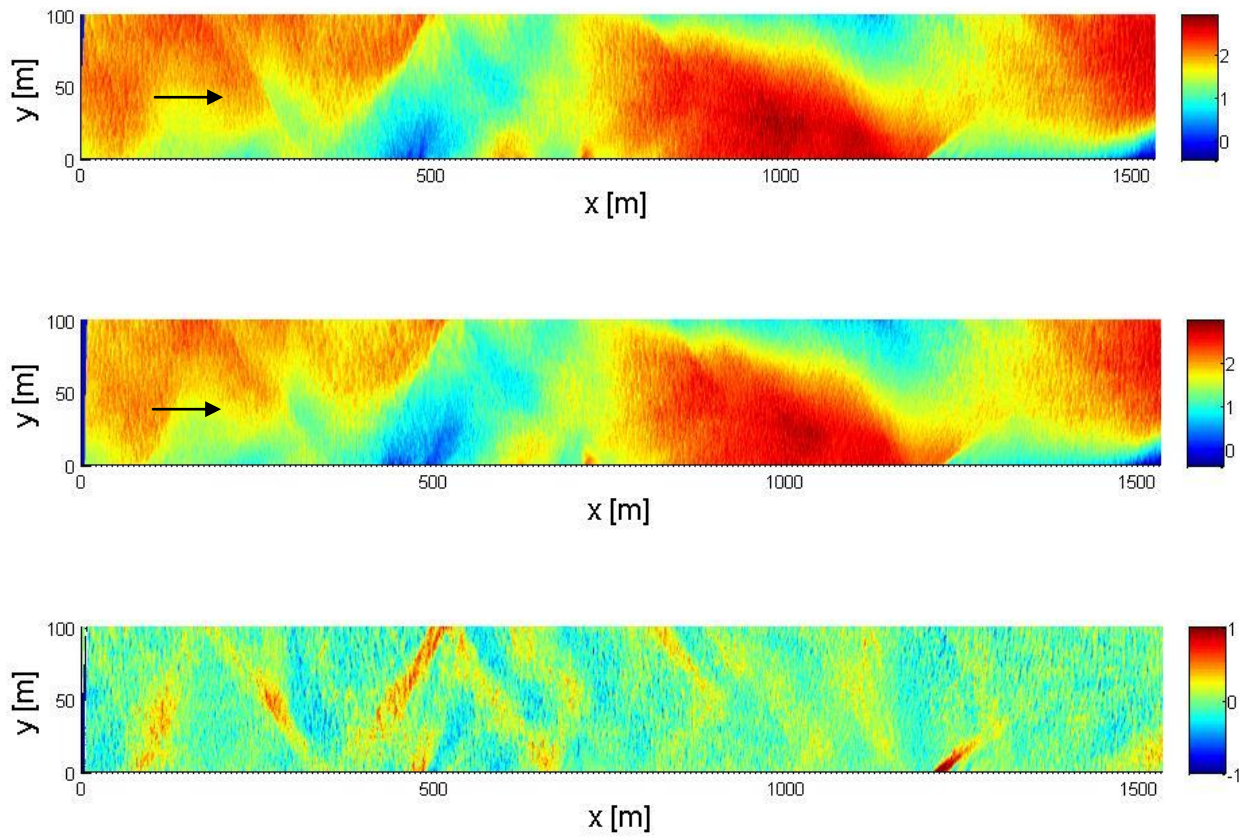


Anhang 1-3: Darstellung der Sohlen der Sanddünenversuche der Versuche W3T1, W3T2 und W3T3 (von oben nach unten), Farbskala in [m]

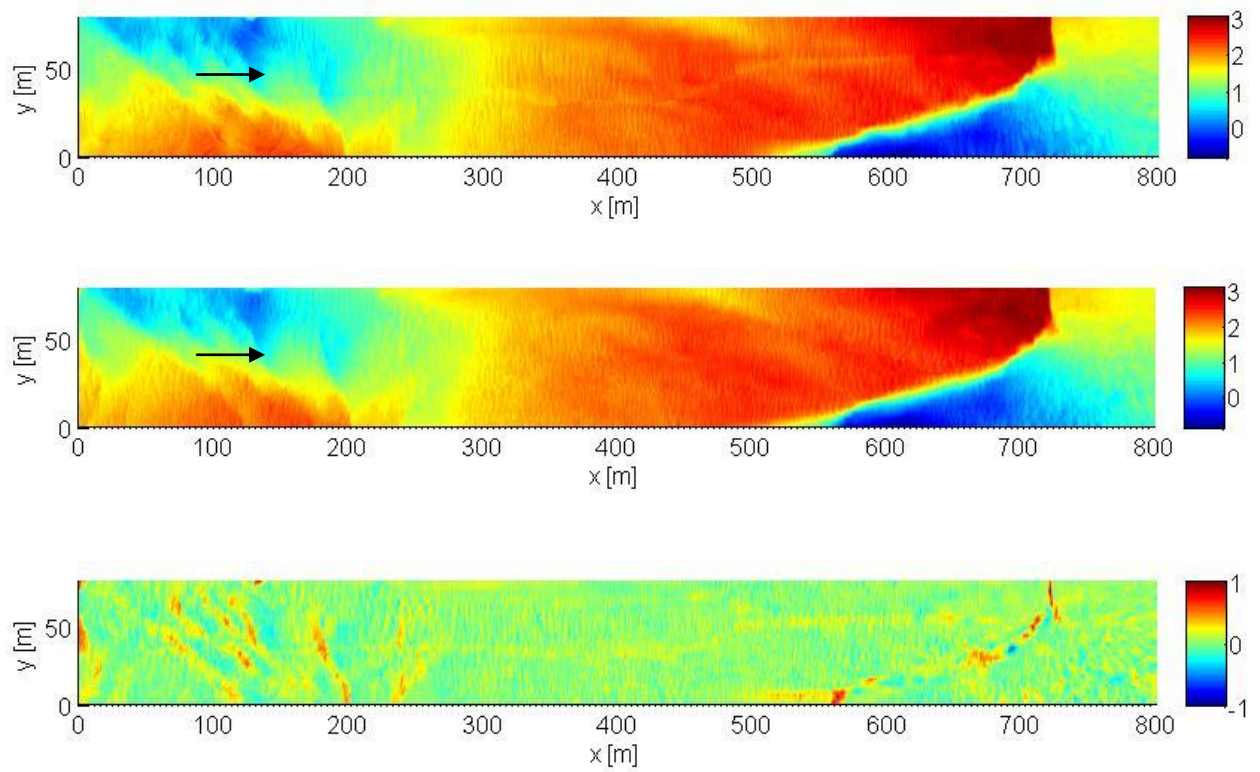
Anhang 2: Darstellung der Sohlen der Naturdatensätze



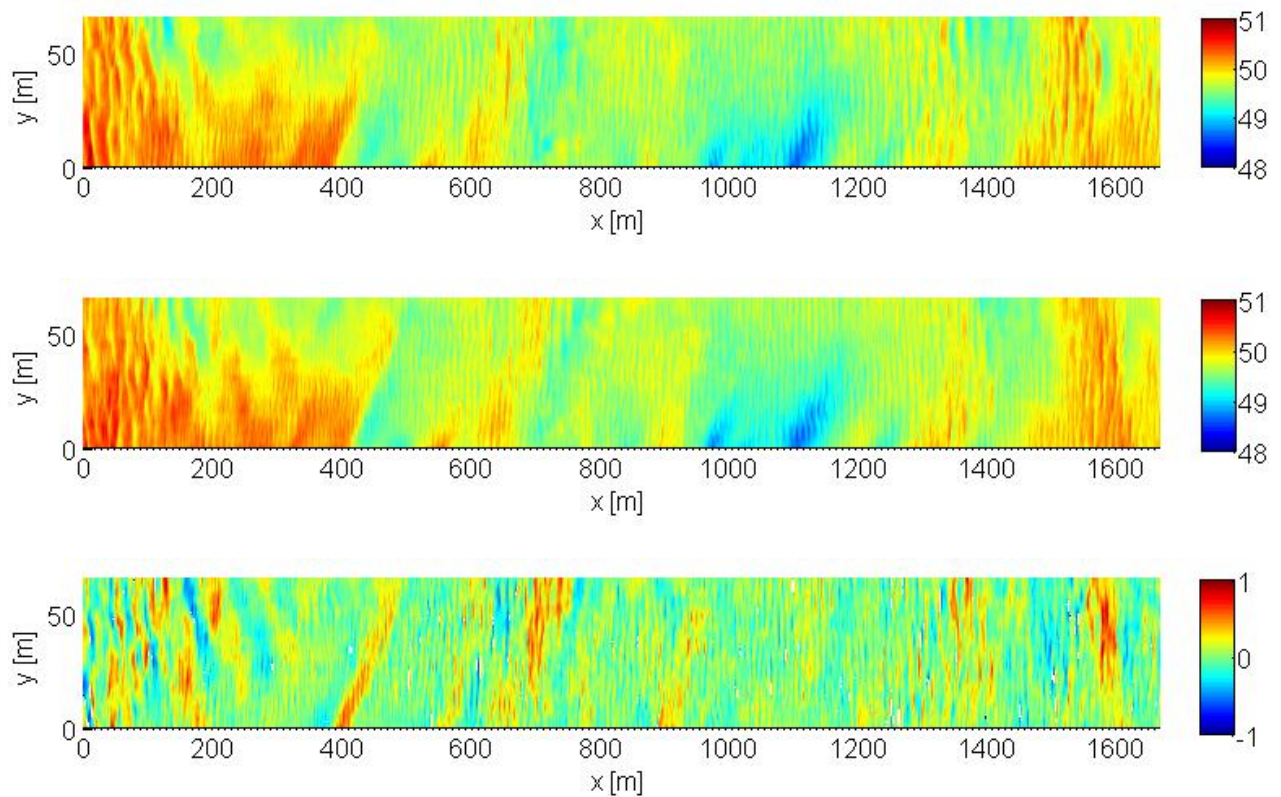
Anhang 2-1: Gerasterte Flächenpeilungen der Oder, von oben: 06.06.2002, 11.06.2002, Differenzenbild der Peilungen, Farbskala in [m+NHN] bzw. Differenzen in [m]



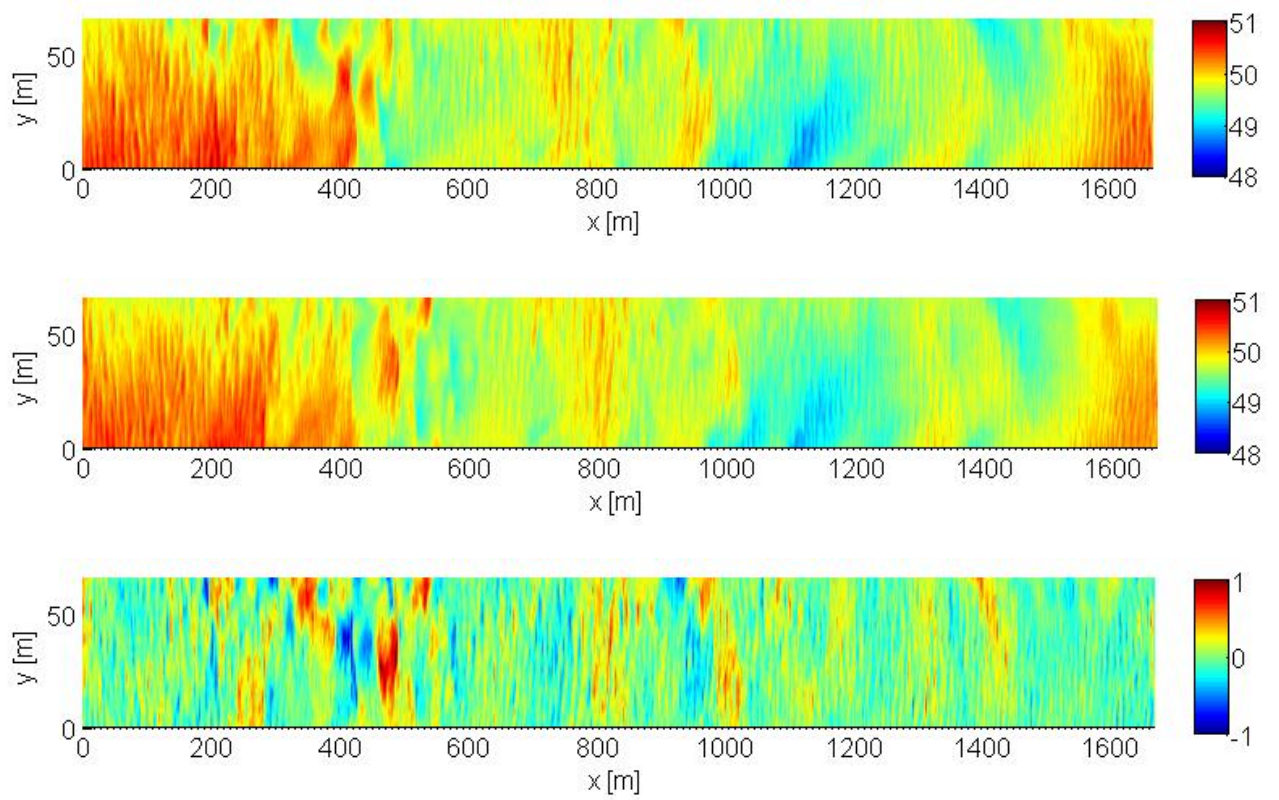
Anhang 2-2: Gerasterte Flächenpeilungen der Oder, von oben: 02.04.2003, 08.04.2003, Differenzenbild der Peilungen, Farbskala in [m+NHN] bzw. Differenzen in [m]



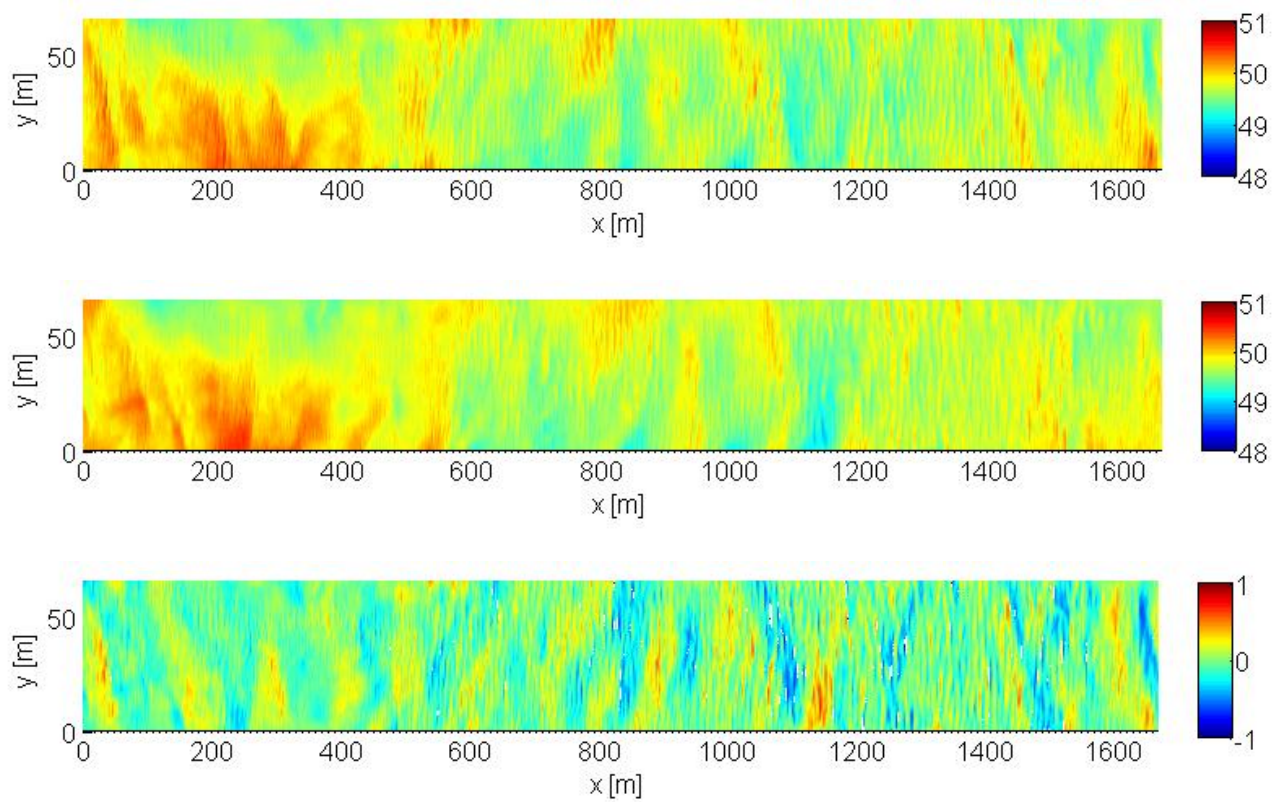
Anhang 2-3: Gerasterte Einzelecholotpeilungen der Oder, von oben: 25.09.2008, 27.09.2008, Differenzenbild der Peilungen, Farbskala in [m+NHN] bzw. Differenzen in [m]



Anhang 2-4: Gerasterte Flächenpeilungen der Elbe, von oben: 25.02.2005, 01.03.2005, Differenzenbild der Peilungen, Farbskala in [m+NHN] bzw. Differenzen in [m]



Anhang 2-5: Gerasterte Flächenpeilungen der Elbe, von oben: 13.04.2005, 18.04.2005, Differenzenbild der Peilungen, Farbskala in [m+NHN] bzw. Differenzen in [m]



Anhang 2-6: Gerasterte Flächenpeilungen der Elbe, von oben: 06.07.2006, 11.07.2006, Differenzenbild der Peilungen, Farbskala in [m+NHN] bzw. Differenzen in [m]

Anhang 3: Tabellarische Geschiebefängermessungen

Anhang 3-1: Geschiebemessungen der BfG an der Elbe bei Aken (km 292,2)

Datum	Q [m³/s]	G [t/d]	Datum	Q [m³/s]	G [t/d]
26.04.1994	786	156	22.10.2003	181	130
26.05.1994	376	400	08.03.2004	342	145
02.11.1994	217	326	14.04.2004	577	167
09.05.1995	494	203	30.06.2004	251	142
03.07.1995	506	121	27.10.2004	177	115
14.09.1995	461	30	15.03.2005	515	282
08.11.1995	388	408	02.05.2005	449	154
22.07.1996	526	344	22.09.2005	359	133
04.09.1996	343	292	10.11.2005	221	93
08.09.1997	217	274	20.07.2006	353	419
21.10.1997	322	452	04.09.2006	394	699
27.11.1997	179	333	18.10.2006	229	367
16.04.1998	352	163	06.12.2006	221	561
25.06.1998	195	168	01.03.2007	512	1005
22.09.1998	629	494	04.04.2007	466	796
25.02.1999	1010	1321	27.04.2007	234	769
15.07.1999	303	252	01.10.2007	519	1071
20.10.1999	188	139	29.11.2007	613	1706
13.03.2000	1379	3418	03.03.2008	515	758
23.10.2000	243	462	07.04.2008	710	1309
05.04.2001	674	1189	22.09.2008	143	232
17.10.2001	278	0	23.10.2008	218	699
28.02.2002	1220	3143	02.03.2009	811	1130
10.04.2002	610	301	29.04.2009	387	247
18.09.2002	452	119	10.11.2009	404	952
23.10.2002	761	184	02.03.2010	996	1423
06.03.2003	491	115	01.04.2010	1130	620
15.04.2003	383	40			

Anhang 3-2: Geschiebemessungen der BfG an der Oder bei Hohenwutzen (km 656,0)

Datum	Q [m³/s]	G [t/d]	Datum	Q [m³/s]	G [t/d]
29.02.2000	705	505	30.06.2005	260	110
07.11.2000	318	383	05.07.2005	252	169
23.11.2000	345	657	01.06.2006	442	253
23.11.2000	345	464	07.06.2006	457	149
10.04.2001	750	1356	14.06.2006	431	220
15.05.2001	611	1229	15.06.2006	410	177
14.06.2001	409	711	16.04.2007	684	675
26.06.2001	388	764	23.04.2007	567	754
11.06.2002	446	1063	19.03.2008	622	912
12.06.2002	419	1365	20.03.2008	619	628
26.06.2002	429	1228	03.06.2008	464	67
10.06.2003	287	95	16.06.2008	247	29
17.06.2003	256	88	25.03.2009	973	732
18.06.2003	252	74	26.03.2009	957	1083
04.05.2004	554	729	23.04.2009	594	645
25.05.2005	551	557	24.04.2009	573	855
29.06.2005	271	82			

Bildverzeichnis

Bild 2-1: Bettformtypen nach Simons & Richardson (1966), modifiziert nach Julien (1995)	5
Bild 2-2: Ausbildung von Sohlformen in Abhängigkeit der Sohlschubspannung τ_0 und der Fließgeschwindigkeit u nach Engelund & Hansen (1967)	5
Bild 2-3: Diagramm von Shields (1936), Beschriftung wurde an die verwendete Nomenklatur angepasst.....	6
Bild 2-4: Ablösezone von Dünen, nach Wilbers (2004)	8
Bild 2-5: Beziehung zwischen Wassertiefe und Dünenhöhe für stetige Strömungsbedingungen, Rinnenversuch mit $d_m = 0,77$ mm (Einkorn), $I = 0,0016$, Wijbenga & Klaassen (1983)	9
Bild 2-6: Versuchssohle mit 2D-Dünen (links) und 3D-Dünen (rechts), Venditti et al. (2005a)	10
Bild 2-7: Sohlzustände eines Rinnenversuchs in einem Korngrößen-Geschwindigkeits-Diagramm, Costello & Southard (1981)	11
Bild 2-8: Definitionsskizze der Nulldurchgangsmethode nach Nordin (1971)	14
Bild 2-9: Definitionsskizze der Methode der Bestimmung des Nulldurchgangs unter Nutzung einer Spline-Funktion 3. Grades, Mehrdad (1989)	14
Bild 2-10: Skizze für die Anwendung der Maxima-Minima-Methode, Haque & Mahmood (1985), Mehrdad (1989).....	15
Bild 2-11: Skizze zur Berechnung der Dünenhöhe und Dünenlänge nach der Nulldurchgangsmethode (nach Nordin 1971, oben) und der Maxima-Minima-Methode (unten)	16
Bild 2-12: Beziehung zwischen den mittleren Maxima nach der Methode der Bestimmung der Nulldurchgänge (Kapitel 2.3) und der Standardabweichung der Sohlhöhen, Nordin (1971).....	19
Bild 2-13: Entwicklung der Dünenhöhe in Form der dimensionslosen Standardabweichung von der flachen Sohle ($\sigma = 0$) bis zur vollständigen Dünenbildung ($\sigma = \sigma_0$) in Abhängigkeit der Versuchszeit t , Wassertiefe h und Dünenwandergeschwindigkeit u , Jain & Kennedy (1971)	19
Bild 2-14: Schematisierte Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen, SK = Schiefe, Ku = Kurtosis, Coleman et al. (2011)	20
Bild 2-15: Skizze zur Verschiebung von Flächendaten bei der Anwendung von Autokorrelationsfunktionen	21
Bild 2-16: Korrelationsfunktionen von Daten die Strukturen aufweisen (links, nach Dutter 2002), 2D-Autokorrelation einer Dünensohle, Friedrich et al. (2006).....	22
Bild 2-17: Schematisierte Wellenzahlspektren $G(K_x)$ von Längsprofilen der Sohle in verschiedenen Längen-Skalen, Nikora et al. 1997	25
Bild 2-18: Geschiebetransport durch eine Düne nach Führböter (1967)	27
Bild 2-19: Definitionsskizze des Dünenprofils (links) und idealisierte dreieckige Dünenform (rechts) nach Engel & Lau (1980), z_t bezeichnet die Höhe des Dünentals, z_m die mittlere Höhe der Düne	28
Bild 3-1: Systemrinne an der BAW in Karlsruhe. In der linken Hälfte (im Bild rechts) die Sanddünenversuche.....	33
Bild 3-2: Sieblinie des verwendeten Quarzsandes, Geotechnisches Labor der BAW	34

Bild 3-3: Kennzahlen Re_* und Fr_* des Sandes im Shields-Diagramm für die 3 Modellwasserstände. Bewegungsbeginn nach Bonnefille (1963), Übergänge der Sohlformen nach Chabert & Chauvin (1963)	35
Bild 3-4: Geschiebezugabe	36
Bild 3-5: Digitales Geländemodell der mit Gefälle eingeebneten Modellsohle, Höhenangaben beziehen sich auf den Rinnenboden.....	37
Bild 3-6: Eingeebnete Sohle vor Versuchsbeginn mit Furchen zur Initialisierung der Sohlformen	38
Bild 3-7: Dünensohle während der Kalibrierung der Sanddünenversuche	39
Bild 3-8: Wasserspiegellängsschnitte, Höhe bezogen auf den Rinnenboden.....	39
Bild 3-9: Kumulativer Geschiebeaustrag unter Auftrieb G_A über den Versuchszeitraum, vertikale Linien kennzeichnen den Wechsel der Versuchsabschnitte.....	40
Bild 3-10: Photogrammetrie Kamerakopf mit Projektor (weißer Pfeil) und 3 XGA-2 Kameras mit Ringleuchten (schwarze Pfeile), Foto: Bernd Hentschel (BAW)	41
Bild 3-11: Foto der Gitterprojektion einer Dünenfeldvermessung durch das Wasser während eines Dünenversuchs mit 14-Bit Barcode Zielmarke (Pfeil), Fließrichtung von oben nach unten	42
Bild 3-12: Kalibrierfeld mit Anordnung von Barcode Zielmarken	43
Bild 3-13: Gitter des projizierten Rasters (links) und DGM (rechts), Rasterweite des DGM 0,02 m, Achsenbeschriftung bezieht sich auf Knotennummern in x- bzw. y-Richtung ...	44
Bild 4-1: DGM der Rinnensohle nach dem dritten Versuchstag von W2 (W2T3), Höhen beziehen sich auf den Rinnenboden.....	46
Bild 4-2: Flächendaten $z(x,y)$ W2T3 (7. Versuchstag), gestrichelte Linie: Längsschnitt bei $y = 0,5$ m, Farbskala in [m] über Rinnenboden	47
Bild 4-3: Sohlenlängsschnitt aus W2T3, Trendlinie in rot.....	48
Bild 4-4: a) Trendbereinigter Sohlenlängsschnitt der Daten aus Bild 4-3, b) kumulativer Mittelwert $\mu(x)$, c) kumulative Standardabweichung $\sigma(x)$	49
Bild 4-5: Kumulative Momente $\mu(x)$ und $\sigma(x)$ der Flächendaten $Z(x,y)$ von W2T3	50
Bild 4-6: Mittlere Sohlenquerschnitte $z(y)$ der Sohlenden mit a) Quergefälle und b) der trendbereinigten Daten $Z(x,y)$ von W2T3.....	51
Bild 4-7: Längsschnitte der Sohlhöhen aus den trendbereinigten Flächendaten gemittelt in Längsintervallen von 2 m für die einzelnen Versuchstage, getrennt nach W1, W2 und W3.....	52
Bild 4-8: Mittelwerte der Sohlhöhen aus den trendbereinigten Flächendaten gemittelt nach Wassertiefe für alle Versuche und über Intervalle von 2 m	53
Bild 4-9: Mittlere $z(y)$ für die Daten der Versuche W1, W2 und W3	53
Bild 4-10: a) Trendbereinigte $z(x,y)$, b) $\mu(x)$ und c) $\sigma(x)$ des Beispieldatensatzes, alle Skalen in [m]	54
Bild 4-11: Über die Rinnenlänge gemittelte Sohlhöhen $z(y)$ und Standardabweichung $\sigma(y)$ des Beispieldatensatzes.....	55
Bild 4-12: Mittelwert μ und Standardabweichung σ der Flächendaten, vertikale Linien kennzeichnen die Wechsel zwischen den Durchflüssen im Modell	56
Bild 4-13: DGM einer Einzelfeldaufnahme von F5 aus der Zeitreihe.....	56

Bild 4-14: DGM der Zeitreihe zu verschiedenen Zeitpunkten, Farbskala [m] über Rinnenboden	58
Bild 4-15: Exemplarischer Zeitschnitt $z(t)$, vertikale Linien kennzeichnen die Übergänge der Versuchsabschnitte W0, W1, W2 und W3 mit Wechsel der Wassertiefen bei $t = 24$ h und $t = 42$ h.	59
Bild 4-16: Mittelwert μ_k (oben) und Standardabweichung σ_k (unten) der Zeitreihe in Abhängigkeit der Versuchszeit. Gestrichelte Linie mit Punkten zeigen μ und σ der Flächendaten (s. Bild 4-12), vertikale Linien kennzeichnen die Wechsel der Wassertiefen im Modell	60
Bild 4-17: Kumulative Mittelwerte der Sohlhöhen $\mu(t)$ der Zeitreihen ab den zweiten Versuchstagen der Versuchsabschnitte (rot), μ_k für die Zeitreihe aus Bild 4-16 (grau) und μ der Flächendaten (offene Punkte) in Abhängigkeit der Versuchszeit	62
Bild 4-18: Kumulative Standardabweichung der Sohlhöhen $\sigma(t)$ der Zeitreihen ab den zweiten Versuchstagen der Versuchsabschnitte (rot), σ_k für die Zeitreihe aus Bild 4-16 (grau), σ der Flächendaten (offene schwarze Punkte) in Abhängigkeit der Versuchszeit, grüne offene Punkte zeigen σ des mittleren Rinnenmeters ($0,5 < y < 1,5$ m) der Flächendaten	62
Bild 4-19: Hüllkurven der Zeitschnitte $\sigma_{ij}(t)$ der Zeitreihe und Mittelwerte der Zeitschnitte der Zeitreihe $\sigma_m(t)$	63
Bild 4-20: $\mu_{ij}(t_{max})$ (oben) und $\sigma_{ij}(t_{max})$ am Ende der Versuchsabschnitte W1 (a, d), W2 (b, e) und W3 (c, f), Farbskala in [m]	64
Bild 4-21: Normierte PDF $f(z_\sigma)$ der Sohlhöhen der Flächendaten der letzten Versuchstage (links) und der Versuchsabschnitte der Zeitreihen (rechts)	65
Bild 5-1: Berechnungsergebnisse der Nulldurchgangsmethode (oben, Mittelwerte für dargestellten Längsschnitt: $L = 1,260$ m, $\delta = 0,051$ m) und Maxima-Minima (unten, $L = 1,202$ m, $\delta = 0,047$ m) für einen exemplarischen Längsschnitt der Flächendaten	69
Bild 5-2: Standardabweichung σ über Dünenhöhe δ aus Nulldurchgangsmethode und Maxima-Minima-Methode	71
Bild 5-3: Einseitige Leistungsspektren $G(K_x)$ für die Flächendaten der drei Abschnitte unterschiedlicher Wassertiefen	72
Bild 5-4: Dünenlängen λ_l (links) und λ_2 (rechts) aus spektralen Momenten und Dünenlängen L aus geometrischen Methoden	75
Bild 5-5: Einseitige Leistungsspektren $G(K_y)$ der Flächendaten gemittelt für Abschnitte gleicher Wassertiefen	76
Bild 5-6: Autokorrelationsfunktion und Strukturfunktion der Flächendaten W2T3 in Abhängigkeit des Vorschubmaßes l_x	76
Bild 5-7: $D_{G2}(l_x, 0)/(2\sigma^2)$ der Flächendaten getrennt nach Versuchsabschnitten	78
Bild 5-8: Dünenlängen λ_{G2} über Dünenlänge L aus der Nulldurchgangsmethode	79
Bild 5-9: $D_{G2}(l_x, l_y)/(2\sigma^2)$ der Flächendaten	80
Bild 5-10: $D_{G2}(0, l_y)/(2\sigma^2)$ der Flächendaten getrennt nach Versuchsabschnitten	82
Bild 5-11: Nach Wassertiefen gemittelte einseitige Leistungsspektren der Flächendaten	84
Bild 5-12: Dünensohle mit kleinen, überlagernden Sohlformen	86
Bild 5-13: Gefilterte Flächendaten (W2T3) aus denen $\lambda > 0,2$ m entfernt wurden, Farbskala in m	86

Bild 5-14: Dünenlängsschnitt und gefilterter Längsschnitt des gleichen Profils (oben), Ausschnitt (unten).....	87
Bild 5-15: a) Ausschnitt eines Dünenrückens mit überlagernden Sand-Sheets, Farbskala in m, b) einseitiges Leistungsspektrum des dargestellten Ausschnitts und des um $\lambda > 0,2$ m gefilterten Datensatzes	88
Bild 5-16: Skalierungsfaktor A_x über Dünensteilheit δ/L	89
Bild 5-17: Ausschnitt aus dem DGM der Flächendaten einer Dünensohle, mit x wird deren Breite größer, zudem treten auf den Dünenrücken Längsformen auf	90
Bild 6-1: Ergebnisse der Kreuzkorrelationsanalyse in einem 4 Versuchsstunden umfassenden Ausschnitt der Zeitreihe für verschiedene zeitliche Verschiebemaße τ ...	94
Bild 6-2: $R(\xi, \nu, \tau)$ in Abhängigkeit für der Versuchszeit für verschiedene zeitliche Verschiebemaße τ	95
Bild 6-3: Wandergeschwindigkeiten u_d und v_d für die Zeitreihe, vertikale Linien kennzeichnen die Wechsel zwischen den Versuchsabschnitten verschiedener Wassertiefen	96
Bild 6-4: Verteilungsfunktion der Dünenwandergeschwindigkeiten u_d	97
Bild 6-5: Korrelationskoeffizienten $R(\xi, \nu, \tau)$ als Funktion von u_d	97
Bild 6-6: Standardabweichung der Sohlhöhen σ als Funktion von u_d	97
Bild 6-7: Längsschnitte des Dünenfeldes für einen diskreten Zeitpunkt t (links), Wanderung eines einzelnen Längsprofils in 10 min Intervallen	98
Bild 6-8: Ergebnisse der KKA angewendet auf Längsschnitte der Zeitreihe, dargestellt in Abhängigkeit der Versuchszeit und Rinnenbreite y , oben Geschwindigkeiten u_d in [m/s], unten Bestimmtheitsmaße $R(\xi, \tau)$	99
Bild 6-9: Geschwindigkeitsquersprofil für das Dünenfeld über die gesamte Zeitreihe	100
Bild 6-10: Räumlicher Ausschnitt der Zeitreihe mit Unterbereichen für die Kreuzkorrelationsanalyse, Farbskala in [m]	101
Bild 6-11: Verteilungsfunktion der Wandergeschwindigkeiten aus der Kreuzkorrelationsanalyse in der Unterbereichen u_{sub}	101
Bild 6-12: Vertikale Geschwindigkeitsprofile des Dünenfeldes aus der Kreuzkorrelationsanalyse in Unterbereichen.....	102
Bild 6-13: Standardabweichung σ_u der Längsgeschwindigkeiten in den Unterbereichen u_{sub} in Abhängigkeit von z_m	103
Bild 6-14: Höhenlinien zweier Sohlaufnahmen der Zeitreihe, $\tau = 10$ min, Farbskala in [m]..	104
Bild 6-15: Vertikale Geschwindigkeitsprofile des Dünenfeldes aus dem Höhenlinienansatz	104
Bild 6-16: Einseitige Leistungsspektren $G(\omega)$ der Zeitreihe für die Abschnitte unterschiedlicher Wassertiefen.....	105
Bild 6-17: Seitliche Überholung eines Kolkes (weißer Pfeil) durch eine Düne (schwarzer Pfeil), Farbskala in [m]	107
Bild 6-18: Vergleich der tiefenaufgelösten Wandergeschwindigkeiten nach dem Höhenlinienansatz (HL) und dem Unterbereichsansatz (UB)	108
Bild 6-19: Vergleich der Dünenfeldwandergeschwindigkeiten u_d aus den verschiedenen Kreuzkorrelations-Verfahren	109

Bild 7-1: Modell der Oder bei Hohenwutzen an der BAW in Karlsruhe, im Hintergrund die Messbrücke als Träger des photogrammetrischen Systems zur Sohlvermessung (Kapitel 3.2), Foto: BAW	113
Bild 7-2: Kennzahlen Re_* und Fr_* des Polystyrol im Shields-Diagramm für Modelldurchflüsse NQ, MQ und HQ. Bewegungsbeginn nach Bonnefille (1963), Übergänge der Sohlformen nach Chabert & Chauvin (1963). Der schraffierte Bereich kennzeichnet ungefähr die Bandbreite der Kennzahlen des natürlichen Geschiebes	114
Bild 7-3: Grundriss des Modells als digitale Bundeswasserstraßenkarte (DBWK), die hinterlegten DGM kennzeichnen die Aufnahmebereiche der Zeitreihen.....	116
Bild 7-4: Gedrehte und gerasterte Daten der Geraden (links oben) und der Krümmung (rechts oben), Ausschnitte der Zeitreihe (unten), Farbskala [m], Fließrichtung von rechts nach links	117
Bild 7-5: Exemplarischer Zeitschnitt $z(t)$ der Sohlhöhen von Polystyrol-Dünen des NQ-Versuchs (oben), Ausschnitt (unten).....	119
Bild 7-6: Momentanwerte des Mittelwerts und der Standardabweichung der Zeitreihe des NQ-Versuchs	120
Bild 7-7: Kumulative Standardabweichung der Zeitreihe des NQ-Versuchs $\sigma(t)$	120
Bild 7-8: Längs- und Quergeschwindigkeiten aus der Zeitreihe des Oder NQ-Versuchs.....	121
Bild 7-9: Längs- und Quergeschwindigkeiten aus der Zeitreihe des Oder MQ-Versuchs	121
Bild 7-10: DGM der Oder-Flächenpeilung vom 06.06.2002 durch das WSA Eberswalde, Farbskala in [m+NHN]	123
Bild 7-11: DGM der Oder-Einzelecholotpeilungen vom 27.09.2008, Farbskala in [m+NHN].....	124
Bild 7-12: DGM der Elbe-Flächenpeilung vom 25.02.2005 durch das WSA Dresden, Farbskala in [m+NHN].	124
Bild 7-13: G/Q -Beziehungen der Elbe bei Aken (km 292,2) mit polynomischer Ausgleichfunktion 2. Ordnung.....	125
Bild 7-14: G/Q -Beziehungen der Oder bei Hohenwutzen (km 656,0) mit polynomischer Ausgleichfunktion 2. Ordnung.....	126
Bild 8-1: Stundenmittelwerte der Standardabweichung der Sohlhöhen σ , der Dünenwandergeschwindigkeit u_d , des Produktes der Stundenmittel $u_d \cdot \sigma$ und der gemessenen volumetrischen Geschiebetransportrate je Breitereinheit q_s	128
Bild 8-2: Gemessene Geschiebetransportrate q_s und $\overline{u_d} \cdot \overline{\sigma}$, Ergebnisse von W0 durch Pfeil gekennzeichnet	130
Bild 8-3: Gerasterte Flächenpeilungen der Oder: Oben vom 6.6.2002, Mitte vom 11.6.2002, Unten: Differenzenbild beider Peilungen, Farbskala der Peilungen [m+NHN] bzw. des Differenzbildes in [m]	131
Bild 8-4: Vergleich der Geschiebetransportraten aus den Ausgleichsfunktionen der Geschiebefängermessungen q_s und der mittels Oberflächenansatz berechneten Transportrate $u_d \cdot \sigma$. Zur Einordnung der Ergebnisse sind die Geschiebefängermessungen gegen die Ausgleichsfunktionen hinterlegt (Punkte = Hohenwutzen, Quadrate = Aken).....	134
Bild 8-5: Gegenüberstellung der Ergebnisse des Oberflächenansatzes für die verschiedenen Datensätze, links: $q_s = u_d \cdot \sigma$, rechts: $q_s = 1,2 \cdot u_d \cdot \sigma$	135
Bild 8-6: Geschiebetransportberechnung nach dem Höhenlinienansatz, Punkte kennzeichnen Schichtmittelpunkte.....	137

Bild 8-7: Geschiebetransportrate je Schicht nach Gleichung 8-7	137
Bild 8-8: Kumulative Geschiebetransportrate q_s (von der obersten Schicht aus berechnet)	138
Bild 8-9: Kumulative Standardabweichung $\sigma_m(t)$ für die Zeitreihe der Krümmung und der Geraden	142
Bild 8-10: $\mu_{ij}(t_{max})$ (a) und $\sigma_{ij}(t_{max})$ (b) der Zeitreihe der Krümmung	143
Bild 8-11: $\mu_{ij}(t_{max})$ (a) und $\sigma_{ij}(t_{max})$ (b) der Zeitreihe der Gerade, Farbskala in [m].....	143
Bild 8-12: Verlauf der Dünenfeldwanderingeschwindigkeiten u_d für die äußere und innere Hälfte des Aufnahmebereichs der Zeitreihe der Krümmung	144
Bild 8-13: Sohlbefestigung in der Systemrinne, Fließrichtung von oben nach unten	146
Bild 8-14: Skizze zum Einbau der Teilbefestigung	146
Bild 8-15: Flächendaten eines Versuchs zum Dünentransport über teilbefestigten Sohlen, der Bereich der Teilbefestigung ist schraffiert skizziert	147
Bild 8-16: Flächendaten des letzten Versuchstages, der Bereich der Sohlbefestigung und der räumliche Ausschnitt der Zeitreihe sind durch eine schwarze bzw. schwarz gestrichelte Umrandung gekennzeichnet, Farbskala in [m]	147
Bild 8-17: Breitengemittelte Sohlenlängsschnitte der voll beweglichen (alluvialen) und der teilbefestigten Seite der Rinne der Flächendaten des letzten Versuchstages (Bild 8-16), gestrichelte Linien bei $x = 18$ m und $x = 24$ m kennzeichnen den Bereich der Sohlbefestigung im rechten Teil der Rinne	148
Bild 8-18: Normierte PDF $f(z_\sigma)$ der Sohlhöhen neben der Sohlbefestigung (links) und über der Sohlbefestigung (rechts) der Versuchsabschnitte aus den Flächendaten, die schwarze Kurve entspricht einer Normalverteilung	148
Bild 8-19: Stundenmittelwerte der Dünenwanderingeschwindigkeiten über dem unbefestigten (linken) und befestigten (rechten) Teil der Rinne	150
Bild 8-20: Stundenmittelwerte der berechneten volumetrischen Geschiebetransportrate über dem unbefestigten (linken) und befestigten (rechten) Teil der Rinne und dem gemessenen Geschiebetransport am Modellende, vertikale gestrichelte Linien kennzeichnen Wechsel zwischen den verschiedenen Versuchsabschnitten	151
Bild 8-21: Mittlere Dünentransportrate über dem unbefestigten (linken) und befestigten (rechten) Teil der Rinne als Funktion der gemessenen Transportrate q_s	152
Bild 8-22: Eingeebneter Versuch zur Auswirkung von Buhnen auf die Morphologie des Flussschlauchs	154
Bild 8-23: Exemplarische, trendbereinigte Modellsohle der Buhnenversuche, Farbskala in [m]	155
Bild 8-24: Einseitige Leistungsspektren $G(K_x)$ der Sanddünen der Buhnenversuche	155
Bild 8-25: Mittlere einseitige Leistungsspektren $G(K_x)$ der Sanddünenversuche ohne (s. Kapitel 5.2.2) und mit Buhneneinfluss.....	156
Bild 8-26: Mittlere einseitige Leistungsspektren $G(K_y)$ der Sanddünenversuche (s. Kapitel 5.2.2) und der Buhnenversuche.....	157

Tabellenverzeichnis

Tabelle 3-1: Versuchsparameter der Sanddünenversuche	34
Tabelle 3-2: Kennzahlentabelle der Versuche W1 bis W3	35
Tabelle 3-3: Wasserspiegelgefälle I der Versuchsabschnitte W1, W2 und W3	40
Tabelle 4-1: Auswerteintervalle für die Bestimmung von $\mu(t)$ und $\sigma(t)$ der Zeitreihe	61
Tabelle 4-2: Maximale Differenzen $\Delta\mu(t_{max})$ und $\Delta\sigma(t_{max})$, sowie mittlere Standardabweichung $\sigma(t_{max})$ am Ende der Versuchsabschnitte ($t = t_{max}$, s. Tabelle 4-1).....	64
Tabelle 4-3: Momente der Verteilungsfunktionen der Zeitreihen	65
Tabelle 4-4: Momente der Verteilungsfunktionen der Flächendaten	66
Tabelle 5-1: Dünengeometrie ermittelt für alle Längsschnitte der Flächendaten der einzelnen Versuchstage und Dünensteilheit Δ	70
Tabelle 5-2: A_x für die Flächendaten.....	73
Tabelle 5-3: Dünenlängen λ_1 und λ_2 aus spektralen Momenten nach Gleichung 5-3.....	74
Tabelle 5-4: Dünenlängen λ_{G2}	78
Tabelle 6-1: Nach der Nulldurchgangsmethode ermittelte Periodendauern T und Kreisfrequenzen ω für die Zeitschnitte der Zeitreihe nach Wassertiefenabschnitten W0 bis W3	105
Tabelle 6-2: Abschnittsmittelwerte von u_d nach Ansätzen.....	110
Tabelle 7-1: Wichtigste Kenngrößen des Modellgeschiebes im Vergleich mit dem Naturmaterial	114
Tabelle 7-2: Untersuchungsdurchflüsse	115
Tabelle 7-3: Datengrundlage der Zeitreihen des Odermodells.....	116
Tabelle 7-4: Sohlpeilungen an der Oder bei Hohenwutzen	122
Tabelle 7-5: Sohlpeilungen an der Elbe bei Aken	122
Tabelle 8-1: Die Ergebnisse der berechneten und der gemessenen volumetrischen Geschiebetransportrate für die Versuchsabschnitte der Sanddünenversuche	129
Tabelle 8-2: Ergebnisse der Bestimmung der Geschiebetransportrate auf der Grundlage des Oberflächenansatzes für die Zeitreihen des Odermodells.....	131
Tabelle 8-3: Zusammenfassung der Wandergeschwindigkeiten u_d und der Standardabweichungen der Sohlhöhen σ und Geschiebetransportraten $u_d \sigma$ der Naturmessungen	132
Tabelle 8-4: Geschiebetransportraten am Pegel Aken für die Zeitpunkte der Aufnahme der Elbe Flächenpeilungen	133
Tabelle 8-5: Geschiebetransportraten der Oder bei Hohenwutzen für die Zeitpunkte der Aufnahme der Oder Flächenpeilungen	133
Tabelle 8-6: Berechnete mittlere Geschiebetransportraten aus den Flächenpeilungen der Elbe und Oder und Mittelwerte der Geschiebefängermessungen	133
Tabelle 8-7: Momente der Verteilungsfunktionen.....	149
Tabelle 8-8: Mittlere Dünentransportrate über dem unbefestigten (linken), dem befestigten (rechten) Teil der Rinne und gemessene Transportraten q_s	151
Tabelle 8-9: Kennzahlentabelle der Buhnenversuche.....	154

